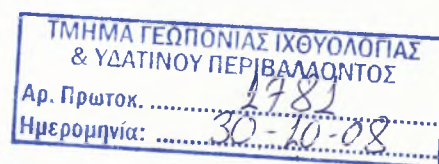


Π
α
ν
ε
π
ι
σ
τ
ι
κή
μ
ε
τ
ρ
ο
λό
γ
η
σ
ι
ς

Σχολή Γεωπονικών Επιστημών
Τμήμα Γεωπονίας Ιχθυολογίας και
Υδάτινου Περιβάλλοντος



Τίτλος Πτυχιακής Εργασίας:

Υπολογισμός του Δείκτη Αναγνώρισης
Ξηρασίας (RDI) με Χρήση Μεθόδων
Τηλεπισκόπησης και ΓΣΠ

Φοιτήτρια: Φ. Κοκκινίδου
Επιβλέπων Καθηγητής: Ν. Δαλέζιος

Υπολογισμός Δείκτη Αναγνώρισης Ξηρασίας (RDI) με χρήση μεθόδων

Τηλεπισκόπησης και Γ.Σ.Π.



**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ & ΚΕΝΤΡΟ ΠΛΗΡΟΦΟΡΗΣΗΣ
ΕΙΔΙΚΗ ΣΥΛΛΟΓΗ «ΓΚΡΙΖΑ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ»**

Αριθ. Εισ.:	6817/1
Ημερ. Εισ.:	13-01-2009
Δωρεά:	Συγγραφέας
Ταξιθετικός Κωδικός:	ΠΤ – ΙΥΠ
	2008
	ΚΟΚ

Μέλη συμβουλευτικής τριμελούς επιτροπής

1. Νικόλαος Ρ. Δαλέζιος, Καθηγητής, Αγρομετεωρολογία - Δορυφορική Μετεωρολογία, Σχολή Γεωπονικών Επιστημών, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Επιβλέπων.
2. Γεώργιος Δήμος, Καθηγητής, Άλγεβρα – Διαφορικός και Ολοκληρωτικός Λογισμός – Αναλυτική, Παραστατική και Διαφορική Γεωμετρία, Σχολή Γεωπονικών Επιστημών, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Μέλος.
3. Άρης Ψιλοβίκος, Επίκουρος Καθηγητής, Αειφορική Διαχείριση Υδάτινων Πόρων, Τμήμα Γεωπονίας Ιχθυολογίας και Υδάτινου Περιβάλλοντος, Σχολή Γεωπονικών Επιστημών, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Μέλος.

Ευχαριστίες

Για την πραγματοποίηση της παρούσας εργασίας υπήρξε σημαντική η συμβολή αρκετών ανθρώπων, τους οποίους θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά.

Αρχικά θα ήθελα να ευχαριστώ τον υπεύθυνο καθηγητή, για την διπλωματική μου, κ. **Νικόλαο Δαλέζιο**, Καθηγητή Αγρομετεωρολογίας - Δορυφορικής Μετεωρολογίας, για την καθοδήγηση, τις χρήσιμες παρατηρήσεις και τον χρόνο που μου αφιέρωσε, διότι χωρίς την πολύτιμη συμβολή του δεν θα ήταν δυνατή η ολοκλήρωση της εργασίας αυτής.

Επίσης, θα ήθελα να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου προς το Δρ. **Χρήστο Δομενικιώτη**, για το χρόνο που διέθεσε και την ουσιαστική βοήθεια του, παρέχοντας πολύτιμη βιβλιογραφία, καθοδήγηση και υποδείξεις για τη σύνταξη της πτυχιακής

Ένα μεγάλο ευχαριστώ στα άλλα δύο μέλη της τριμελούς επιτροπής μου, Καθηγητή **Γεώργιο Δήμο** και Επίκουρο Καθηγητή **Άρη Ψιλοβίκο**, για τις παρατηρήσεις τους και την υποστήριξή τους κατά τη διάρκεια τέλεσης της παρούσας εργασίας.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω την φίλη και συνάδελφο μου **Κατερίνα Αρβανιτάκη** για τη βοήθειά της καθώς και τους υποψήφιους διδάκτορες **Μανώλη Τσίρο** και **Έφη Κανέλλου** οι οποίοι μου συμπαραστάθηκαν περιβάλλοντας με ενδιαφέρον την όλη προσπάθεια και παρέχοντας υποδείξεις-διορθώσεις της πτυχιακής εργασίας.

Ακόμη θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους τους **φίλους** που μου συμπαραστάθηκαν δείχνοντας υπομονή κατά τη δύσκολη περίοδο υλοποίησης της παρούσας εργασίας.

Τέλος ευχαριστώ θερμά τους γονείς (**Βασίλη και Αναστασία Κοκκινίδη**) καθώς και τον αδελφό (**Νίκο Κοκκινίδη**) μου, για την πολύπλευρη υποστήριξη και συμπαράσταση που μου επέδειξαν καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.

Φράγγα Κοκκινίδου

Βόλος, Σεπτέμβριος, 2008

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	1
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΞΗΡΑΣΙΑ.....	4
2.1. Τύποι ξηρασίας.....	6
2.2. Τρόποι εκτίμησης ξηρασίας.....	9
2.2.1. Εκτίμηση ξηρασίας με χρήση επίγειων παραμέτρων	11
2.2.1.1. Μέθοδος Palmer (Palmer Drought Severity Index).....	11
2.2.1.2. Δείκτης επάρκειας επιφανειακού νερού (Surface Water Supply Index, SWSI).....	16
2.2.1.3. Δείκτης Ξηρασίας Bhalme - Mooley (BMDI)	17
2.2.1.4. Δείκτης ανωμαλιών βροχόπτωσης (Rainfall Anomaly Index, RAI).....	19
2.2.1.5. Κανονικοποιημένος Δείκτης Βροχόπτωσης (SPI)	19
2.2.2. Εκτίμηση ξηρασίας με χρήση δορυφορικών δεδομένων	20
2.2.2.1. Δείκτης κανονικοποιημένης διαφοράς θερμοκρασίας (Normalised Difference Temperature Index, NDTI)	21
2.2.2.2. Δείκτης βλάστησης κανονικοποιημένης διαφοράς (Normalized Difference Vegetation Index -NDVI)	21
2.2.2.3. Δείκτης κατάστασης βλάστησης (Vegetation Condition Index-VCI)	22
2.2.2.4. Δείκτης Υγιούς Βλάστησης (Vegetation health index, VHI)	23
2.2.2.5. Δείκτης Αναγνώρισης ξηρασίας (Reconnainssance Drought Index, RDI).	24
2.3 Συμβατικές μέθοδοι σε σύγκριση με την τηλεπισκόπιση	25
2.4. Έλεγχος στο υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας.....	27
2.4.1. Μετεωρολογικά - Κλιματολογικά στοιχεία	30
2.4.2. Υδατικοί πόροι Θεσσαλίας	31
2.4.3. Ξηρασία στη Θεσσαλία.....	36
2.4.4. Αναπτυξιακή πορεία	36

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ.....	39
3.1. Τηλεπισκόπηση	40
3.1.1. Τροχιές δορυφόρων.....	41
3.1.2. Χαρακτηριστικά δορυφόρου NOAA	43
3.1.3. Ηλεκτρομαγνητική Ακτινοβολία	45
3.1.4. Η τηλεπισκόπηση στην ανακλώμενη περιοχή του ΗΜΦ	48
3.1.5. Η τηλεπισκόπηση στη θερμική περιοχή του ΗΜΦ.....	48
3.2.Βάση Δεδομένων και περιοχή μελέτης	49
3.3.Αναγνωριστικός δείκτης ξηρασίας (Reconnaissance drought index)	50
3.4. Προ-επεξεργασία δεδομένων.....	52
3.5. Επεξεργασία εικόνων	54
3.5.1. Θερμοκρασία επιφάνειας εδάφους.....	56
3.5.2.«Φιλτράρισμα» των εικόνων θερμοκρασίας επιφάνειας εδάφους (Land Surface Temperature, LST).....	59
3.6.Υπολογισμός Δυνητικής Εξατμισοδιαπνοής	60
3.7. Εξαγωγή Δείκτη Αναγνώρισης Ξηρασίας RDI	65
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	68
4.1. Ανάλυση	68
4.1.1. Σύγκριση αποτελεσμάτων δορυφορικού και επίγειου RDI	71
4.2 Επιστημάνσεις.....	73
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ.....	75
5.1.Συμπεράσματα.....	75
5.2. Προτάσεις.....	77
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	79
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	86

ΛΙΣΤΑ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 2.1. Δείκτες εκτίμησης ξηρασίας με χρήση δορυφορικών ή επίγειων δεδομένων

Πίνακας 2.2. Κατηγορίες Καιρού με βάση το δείκτη Palmer (PDSI)

Πίνακας 2.3. Κατηγοριοποίηση καιρού σύμφωνα με τις τιμές SPI.

Πίνακας 2.4. Ενδεικτικές τιμές του δείκτη NDVI σε διάφορες μορφές κάλυψης εδάφους.

Πίνακας 2.5. Κατηγορίες της γεωργικής ξηρασίας βάση των τιμών του VHI (Kogan, 2001).

Πίνακας 2.6. Κατηγοριοποίηση ξηρασίας σύμφωνα με το δείκτη RDI.

Πίνακας 3.1. Σχέσεις μεταξύ του μέσου ύψους δορυφόρων σε σχεδόν κυκλική τροχιά και της διάρκειας ζωής των (Barrett and Curtis, 1992).

Πίνακας 3.2. Περιοχές φάσματος και αντίστοιχα μήκη κύματος .

Πίνακας 3.3. Φυτικοί συντελεστές k που χρησιμοποιούνται στη μέθοδο εκτίμησης Εξατμισοδιαπνοής Blaney- Criddle, ενιαίοι για κάθε περιοχή της Ελλάδας.

Πίνακας 3.4. Ποσοστά ωρών ημέρας (p), ανά μήνα, για 39° Βόρειο Γεωγραφικό Πλάτος

ΛΙΣΤΑ ΕΙΚΟΝΩΝ

- Εικόνα 2.1.** Ο «υδρο-παράλογος» κύκλος της ξηρασίας (Τσακίρης, 1995).
- Εικόνα 2.2.** Φυσική και Κοινωνική διάσταση της Ξηρασίας (Wilhite, 2005).
- Εικόνα 2.3.** Γεωγραφικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας (www.thessalia.gov.gr).
- Εικόνα 2.4.** Γεωμορφολογικός χάρτης του Νομού Θεσσαλίας (Τζαμπύρας, 2005).
- Εικόνα 2.5.** Τα 14 Υδατικά διαμερίσματα της Ελλάδας, σύμφωνα με το Ν. 1739/87.
- Εικόνα 2.6.** Υδατικό διαμέρισμα Θεσσαλίας (Κουτσογιάννης, 1997).
- Εικόνα 2.7.** Ο π. Πηνείος αποδέκτης όλων των παραποτάμων (Γκούμας, 1996).
- Εικόνα 3.1.** Παγκόσμιο δίκτυο μετεωρολογικών δορυφόρων.
- Εικόνα 3.2.** Απεικόνιση γεωστάσιμης (αριστερά) και πολικής τροχιάς δορυφόρου (δεξιά).
- Εικόνα 3.3.** Περιοχές σάρωσης του AVHRR για ένα πέρασμα του ζεύγους των δορυφόρων NOAA πάνω από την Ευρώπη.
- Εικόνα 3.4.** Δορυφόρος NOAA σε τροχιά γύρω από τη Γη.
- Εικόνα 3.5.** Το φάσμα της Ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.
- Εικόνα 3.6.** Βασικά εργαλεία του Model Maker.
- Εικόνα 3.7.** Σχηματική απεικόνιση της διαδικασίας της γεωμετρικής διόρθωσης.
- Εικόνα 3.8.** Εξαγωγή της σχέσης μεταξύ θερμοκρασίας επιφάνειας εδάφους και θερμοκρασίας αέρα, στο υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας.
- Εικόνα 3.9.** Εξαγωγή θερμοκρασίας αέρα.
- Εικόνα 3.10.** «Επιλεκτικό» φίλτρο μέσου όρου για αφαίρεση νεφικών σχηματισμών
- Εικόνα 3.11.** Απεικόνιση της Ελλάδας πριν και μετά την διαδικασία του «φιλτραρίσματος».
- Εικόνα 3.12:** Δυνητική εξατμισοδιαπνοή υδατικού διαμερίσματος Θεσσαλίας με τη μέθοδο Blaney- Criddle.
- Εικόνα 3.13.** Σχηματική απεικόνιση μοντέλου υπολογισμού δυνητικής εξατμισοδιαπνοής με τη χρήση του προγράμματος Erdas Imagine 8.7.
- Εικόνα 3.14.** Σχηματική απεικόνιση υπολογισμού RDI όπου υπολογίζεται ο νεπέρειος λογάριθμος για μια χρονική περίοδο (3,6,9 ή 12 μηνών).
- Εικόνα 3.15.** Σχηματική απεικόνιση μοντέλου εξαγωγής του RDI.
- Εικόνα 3.16.** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 2000-01.

Εικόνα 4.1. Απεικόνιση τιμών του δορυφορικού δείκτη RDI για το πρώτο τρίμηνο κάθε υδρολογικού έτους 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.

Εικόνα 4.2. Απεικόνιση τιμών του δορυφορικού δείκτη RDI για το πρώτο εξάμηνο κάθε υδρολογικού έτους 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.

Εικόνα 4.3. Απεικόνιση τιμών του δορυφορικού δείκτη RDI για κάθε εννιάμηνο κάθε υδρολογικού έτους 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.

Εικόνα 4.4. Ετήσια απεικόνιση τιμών του δορυφορικού δείκτη RDI για κάθε υδρολογικό έτος 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.

Εικόνα 4.5. Σύγκριση επίγειου και δορυφορικού RDI ανά τρίμηνο για τα έτη 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.

Εικόνα 4.6. Σύγκριση επίγειου και δορυφορικού RDI ανά εξάμηνο για τα έτη 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας

Εικόνα 4.7. Σύγκριση επίγειου και δορυφορικού RDI ανά εννιάμηνο για τα έτη 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.

Εικόνα 4.8. Σύγκριση επίγειου και δορυφορικού RDI ανά υδρολογικό έτος για τα έτη 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ξηρασία γενικότερα ονομάζεται η έλλειψη ποσότητας νερού ή η απώλεια του νερού σε μια έκταση καλλιεργήσιμη ή μη. Η ξηρασία μπορεί να διακριθεί σε μετεωρολογική, υδρολογική, γεωργική και κοινωνικο-οικονομική.

Τα τελευταία χρόνια με την πιθανή παγκόσμια κλιματική μεταβολή και επομένως με την αλλαγή των μετεωρολογικών συνθηκών, το φαινόμενο της ξηρασίας και η μελέτη του απέκτησε σημαντικό ενδιαφέρον, κυρίως λόγω της δημιουργίας του ζητήματος της έλλειψης υδατικών αποθεμάτων σε παγκόσμια κλίμακα. Η ξηρασία αποτελεί φυσική καταστροφή αφού ανήκει στα ακραία περιβαλλοντικά φαινόμενα. Είναι δύσκολο να προσδιοριστεί χρονικά και τοπικά, εξαιτίας του τοπικού της χαρακτήρα και επιπλέον η εξέλιξη της είναι συνήθως απρόβλεπτη και τα αποτελέσματα της είναι πολλές φορές ολέθρια (Glantz, 1987). Η ξηρασία διαφέρει από τις άλλες φυσικές καταστροφές σε τρία βασικά σημεία:

1. Πλήττει πολύ περισσότερους ανθρώπους από κάθε άλλη φυσική καταστροφή. Μόνο κατά τον 20ο αιώνα υπήρξαν εκατομμύρια νεκροί ως συνέπεια δεκάδων μεγάλων ξηρασιών που συνέβησαν στην Ασία και την Αφρική.
2. Είναι φαινόμενο που εξελίσσεται με αργούς ρυθμούς και είναι δύσκολο να προσδιοριστεί η αρχή και το τέλος του. Οι επιδράσεις του συσσωρεύονται αργά μέσα σε μεγάλο χρονικό διάστημα και μπορεί να παραμείνουν για αρκετά χρόνια μετά τη λήξη του. Για το λόγο αυτό και δεδομένης της απουσίας διεθνώς αναγνωρισμένου ορισμού, συνήθως προκαλείται σύγχυση μέχρι να προσδιοριστεί η ξηρασία και η έντασή της.
3. Οι κοινωνικές επιδράσεις είναι λιγότερο ορατές και εκτείνονται σε πολύ μεγαλύτερες γεωγραφικές περιοχές από ότι οι άλλες φυσικές καταστροφές (πλημμύρες, σεισμοί). Δεδομένου ότι η ξηρασία σπάνια καταλήγει σε καταστροφή των υποδομών, είναι πολύ πιο δύσκολη η ποσοτικοποίηση των επιδράσεών της και η πρόβλεψη αρωγής στους πληγέντες.

Η ξηρασία είναι φαινόμενο που μπορεί να συμβεί σχεδόν σε όλες τις κλιματικές ζώνες της γης, αλλά τα χαρακτηριστικά του φαινομένου διαφέρουν σημαντικά από τη μία περιοχή στην άλλη. Η πραγματοποίηση μετεωρολογικής ξηρασίας (μείωση της βροχόπτωσης) δεν σημαίνει απαραίτητα και την εμφάνιση ελλείμματος υδατικών πόρων σε μια περιοχή. Αυτό εξαρτάται από τα:

1. Τα χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης (που τελικά πραγματοποιείται)
2. Τα χαρακτηριστικά της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής
3. Τα χαρακτηριστικά της περιοχής (γεωμορφολογία, ταμιευτήρες)
4. Τη διαχείριση των υδατικών συστημάτων
5. Άλλες κοινωνικές, οικονομικές και πολιτικές παραμέτρους

Το υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας διαχωρισμένο σε λεκάνες και σε υπολεκάνες απορροής χαρακτηρίζεται από μεγάλες αγροτικές καλλιεργήσιμες εκτάσεις (βαμβάκι, ελιές, σιτηρά, ζαχαρότευτλα, οπωροκηπευτικά κ.λ.π.) για την αποτελεσματική χρήση και αξιοποίηση των οποίων απαιτούνται τεράστια αποθέματα νερού. Επομένως μια περίοδος ξηρασίας μπορεί να επιφέρει καταστροφικά αποτελέσματα στην αποτελεσματική χρήση της καλλιεργήσιμης γης, λόγω της έλλειψης αποθεμάτων νερού.

Λόγω λοιπόν της σημαντικότητας της ξηρασίας για την εκτίμηση της έχουν αναπτυχθεί πολλές μεθοδολογίες (π.χ. Dracup *et al.*, 1980, Louie, 1986; Lohani *et al.*, 1997; Dalezios *et al.*, 2000; Dalezios *et al.*, 2002; Sandholt *et al.*, 2002; Loukas *et al.*, 2003; Tsiros *et al.*, 2004; Loukas *et al.*, 2004). Βασικό μηχανισμό στις μεθοδολογίες αυτές αποτελούν οι δείκτες ξηρασίας οι οποίοι σε συνδυασμό με μια σειρά εξισώσεων έχουν σα στόχο την κατά χώρο και χρόνο εκτίμηση της ξηρασίας.

Η παρούσα εργασία έχει ως στόχο την εκτίμηση και τον υπολογισμό της ξηρασίας για την περιοχή του υδατικού διαμερίσματος της Θεσσαλίας, με τη βοήθεια της Τηλεπισκόπησης και των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών (Geographical Information Systems-GIS) και συγκεκριμένα με το δορυφορικό Δείκτη Αναγνώρισης Ξηρασίας RDI. Τα δορυφορικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν προήλθαν από το δορυφόρο NOAA/Advanced Very High Resolution Radiometer (NOAA/AVHRR) και αφορούν εικόνες επιφανειακής θερμοκρασίας εδάφους, Land Surface Temperature (LST), για όλη τη Θεσσαλία και για την περίοδο έρευνας 1998-2005 με μέγεθος εικονοστοιχείου (pixel) 1 x 1 km.

Ο υπολογισμός του συμβατικού δείκτη ξηρασίας RDI έχει πραγματοποιηθεί με επιτυχία στο παρελθόν με συμβατικά (Tsakiris and Vangelis, 2005; Tsakiris *et al.*, 2006) αλλά και δορυφορικά δεδομένα (Kanellou *et al.*, 2008a; Kanellou *et al.*, 2008b) για την εκτίμηση της ξηρασίας σε όλη την Ελλάδα, από το 1981 έως και το 2001, με δορυφορικές εικόνες 8 x 8 km.

Τα τελικά αποτελέσματα από την εφαρμογή της μεθόδου αυτής αφορούν χάρτες RDI της Θεσσαλίας στις λεκάνες απορροής όπου υπολογίζεται η ξηρασία σε

χώρο και χρόνο, γεγονός που μπορεί να παίζει σημαντικό ρόλο στη σωστή κατανομή των υδατικών πόρων στην ευρύτερη περιοχή.

Στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφεται αναλυτικότερα το φαινόμενο της ξηρασίας, τα είδη και οι μορφές στις οποίες εμφανίζεται αλλά και η σημασία του. Επίσης αναφέρεται το θεωρητικό υπόβαθρο ορισμένων δεικτών, οι γενικές μεθοδολογίες υπολογισμού αυτών και μια σύντομη περιγραφή της περιοχής μελέτης.

Στο τρίτο κεφάλαιο γίνεται μια εκτενής αναφορά στις δυνατότητες της τηλεπισκόπησης για την παρακολούθηση της ξηρασίας με τη χρήση της θερμοκρασίας επιφάνειας εδάφους. Εκτενέστερη είναι και η αναφορά στις μεθόδους τηλεπισκόπησης που έχουν αναπτυχθεί κατά καιρούς από σημαντικούς ερευνητές για την εκτίμηση της ξηρασίας αλλά και στη μέθοδο που θα χρησιμοποιηθεί στην παρούσα μελέτη. Αναλύεται η μεθοδολογία που ακολουθείται στην επιλεγόμενη περιοχή έρευνας σε κάθε στάδιο της, ξεκινώντας από την επεξεργασία των δεδομένων και καταλήγοντας στη δημιουργία θεματικών χαρτών, αφού προηγουμένως γίνει αναλυτική αναφορά στην προ-επεξεργασία των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν για τη διεξαγωγή της μελέτης.

Στο τέταρτο κεφάλαιο γίνεται η ανάλυση των αποτελεσμάτων, όπως επίσης και η παρουσίαση των χαρτών και των διαγραμμάτων που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου. Εξάγονται τα συμπεράσματα και γίνεται ο σχολιασμός τους.

Τέλος στο πέμπτο κεφάλαιο γίνεται αξιολόγηση της μεθόδου που επιλέχθηκε όσο αφορά την ακρίβεια των αποτελεσμάτων που προέκυψαν και προτείνονται τρόποι βελτίωσης της.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΞΗΡΑΣΙΑ

Είναι γεγονός ότι η ξηρασία είναι ένα ακραίο περιβαλλοντικό φαινόμενο με διάφορες μορφές ανάλογα με την παράμετρο με την οποία εκφράζεται και ανάλογα με το κλίμα της περιοχής που αναφέρεται. Ουσιαστικά το κρίσιμο επίπεδο της μεταβλητής με την οποία εκφράζεται η ξηρασία διαφέρει από περιοχή σε περιοχή (Τσακίρης, 1995).

Το φαινόμενο της ξηρασίας αποτέλεσε και αποτελεί σημαντικό σημείο έρευνας και αναφοράς από πολλούς επιστήμονες. Ιδιαίτερα τα τελευταία χρόνια με την πιθανή αλλαγή των κλιματικών συνθηκών σε παγκόσμιο επίπεδο και κατά συνέπεια λόγω της λειψυδρίας που παρατηρείται στη χώρα μας αλλά και στην υπόλοιπη Ευρώπη δόθηκε ο χαρακτηρισμός στο φαινόμενο της ξηρασίας «ακραίο περιβαλλοντικό φαινόμενο». Η έλλειψη του νερού αναφέρεται σε μια σχετικά μόνιμη κατάσταση αντίθετα με την ξηρασία, όπου είναι μια περισσότερο προσωρινή κατάσταση που χαρακτηρίζεται από μια αισθητή μείωση στην διαθεσιμότητα του νερού συγκρινόμενη με τα κανονικά για μια σημαντική χρονική περίοδο σε μια μεγάλη περιοχή (Rossi *et al.*, 1992). Παρόλο τις επιστημονικές έρευνες που πραγματοποιούνται κατά καιρούς, που έχουν ως στόχο κυρίως την δημιουργία αποθεμάτων νερού, το φαινόμενο της ξηρασίας αποτελεί σοβαρότατο πρόβλημα.

Γενικότερα η ξηρασία έχει διάφορες εκφράσεις και μορφές ανάλογα με την παράμετρο με την οποία εκφράζεται και ανάλογα με το κλίμα της περιοχής που αναφέρεται. Για το λόγο αυτό το κρίσιμο επίπεδο της μεταβλητής με την οποία εκφράζεται διαφέρει από περιοχή σε περιοχή. Η εμφάνιση της ξηρασίας είναι συνάρτηση πολλών παραμέτρων και διαφέρει από τις άλλες ακραίες περιβαλλοντικές καταστάσεις σε πολλά σημεία. Καταρχήν είναι δύσκολο να οριστεί η έναρξη και η λήξη ενός επεισοδίου ξηρασίας λόγω του τοπικού της χαρακτήρα (Tannehill, 1947). Δεύτερον, δεν μπορεί να υπάρξει ένας κοινός παγκόσμιος επιστημονικός ορισμός για την ξηρασία γιατί εξαρτάται από την κλιματολογία και την τοπογραφία που χαρακτηρίζει την κάθε περιοχή. Αυτό μπορεί εύκολα να διαπιστωθεί από το πλήθος των ορισμών που έχουν δοθεί κατά την διάρκεια των τελευταίων χρόνων (World Meteorological Organisation (WMO), 1975; Wilhite and Glantz, 1985).

Από τα παραπάνω είναι εύκολο να καταστεί αντιληπτό ότι δεν μπορεί να δοθεί ένας κοινός ορισμός ο οποίος να καλύπτει όλες τις πιθανές εκδοχές. Σύμφωνα με ένα γενικό ορισμό, «ξηρασία για ένα υδατικό σύστημα είναι το φαινόμενο κατά τη διάρκεια εμφάνισης του οποίου το υδατικό σύστημα βρίσκεται κάτω από ένα κρίσιμο επίπεδο σε σχέση με την κανονική του λειτουργία» (Τσακίρης, 1995). Με αυτόν το γενικό ορισμό τίγονται θέματα όχι μόνο της προσφοράς του νερού αλλά και εκείνα της ζήτησης και της αποθήκευσης (Wilhite *et al.*, 2000).

Ίσως εδώ πρέπει να τονισθεί ότι η ξηρασία είναι ένα παροδικό φαινόμενο που επηρεάζει μεγάλες εκτάσεις και έχει μεγάλη διάρκεια. Η ξηρασία δεν πρέπει να συγχέεται με την ξηρότητα, που είναι ένα χαρακτηριστικό του κλίματος, το οποίο ορίζεται ως το μέσο έλλειμμα της βροχόπτωσης σε σχέση με τη δυναμική εξατμισοδιαπνοή μιας περιοχής. Η ξηρότητα, σε αντίθεση με την ξηρασία, αποτελεί μόνιμο χαρακτηριστικό ενός τόπου και δεν οδηγεί στην ερημοποίηση αν η χρήση των υδατικών και εδαφικών πόρων γίνεται με σύνεση ώστε να εξασφαλίζεται η αειφορία.

Σε κάθε περίπτωση η προσομοίωση του φαινομένου της ξηρασίας στο σύνολο του παρουσιάζει αρκετές δυσκολίες. Γενικότερα η μελέτη των ξηρασιών περιλαμβάνει τόσο την ανάλυση συχνοτήτων ελαχίστων τιμών χαρακτηριστικών υδρολογικών μεταβλητών για μεγάλο χρονικό διάστημα (βροχόπτωση, απορροή κλπ.), όσο και τον προσδιορισμό χαρακτηριστικών δεικτών που αποτελούν μέτρο ποσοτικής εκτίμησης μια ξηρασίας (υδατικό έλλειμμα, ελλειμματική επιφάνεια, ένταση κλπ.). Η ξηρασία λόγω της ιδιαιτερότητας της, δεν είναι εύκολο να εξηγηθεί και να κατανοηθεί μόνο στο πλαίσιο της επιστήμης της υδρολογίας. Πρόκειται για ένα φαινόμενο που μπορεί να αναλυθεί σε βάθος μόνο από διεπιστημονική προσέγγιση (Δαλέζιος, 2004).

Το φαινόμενο της ξηρασίας σε αντίθεση με άλλα φυσικά περιβαλλοντικά φαινόμενα που προκαλούν καταστροφές (πλημμύρες, καταιγίδες κλπ.), έχει συνήθως μεγάλη διάρκεια. Έχει οικονομικό, κοινωνικό και περιβαλλοντικό κόστος σε ανεπτυγμένες και αναπτυσσόμενες χώρες (Prout *et al.*, 1986). Συνήθως αναγκάζει τις κυβερνήσεις να ανακοινώσουν μέτρα για τον περιορισμό της κατανάλωσης αλλά και να αναγγείλουν νέα έργα για την καλύτερη αξιοποίηση των υδατικών πόρων. Επειδή όμως η ξηρασία είναι ένα φαινόμενο που εντάσσεται στη γενικότερη διακύμανση του κλίματος μιας περιοχής, πολλά από τα εν λόγω μέτρα τα οποία αναγγέλλονται κατά τη διάρκεια του φαινομένου, εγκαταλείπονται μόλις εμφανιστούν βροχοπτώσεις.

Χαρακτηριστικό είναι το σκίτσο της εικόνας 2.1 που παρουσιάζει τον “υδρο-παράλογο κύκλο” της ξηρασίας. Οι άμεσες επιπτώσεις μιας παρατεταμένης ξηρασίας εμφανίζονται στα διαθέσιμα υδατικά αποθέματα, στο περιβάλλον και σε όλους τους τομείς της οικονομίας.



Εικόνα 2.1. Ο «υδρο-παράλογος» κύκλος της ξηρασίας (Τσακίρης, 1995).

2.1. Τύποι ξηρασίας

Είναι σημαντικό να αναφέρουμε ότι η ξηρασία είναι ένα φαινόμενο που η ένταση, η χωρική κατανομή και γενικότερα η κλιματική της κατάσταση εξαρτώνται από φαινόμενα που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα όπως βροχόπτωση (ποσοστό, χρονική κατανομή και ένταση), εξάτμιση, εξατμισοδιαπνοή, θερμοκρασία εδάφους και ατμόσφαιρας, ένταση ηλιακής ακτινοβολίας, πίεση εξάτμισης του νερού, ταχύτητα ανέμου, τα χαρακτηριστικά του εδάφους και της φυτοκάλυψης (π.χ. ικανότητα συγκράτησης του νερού, ικανότητα καθαρισμού του εδάφους, albedo).

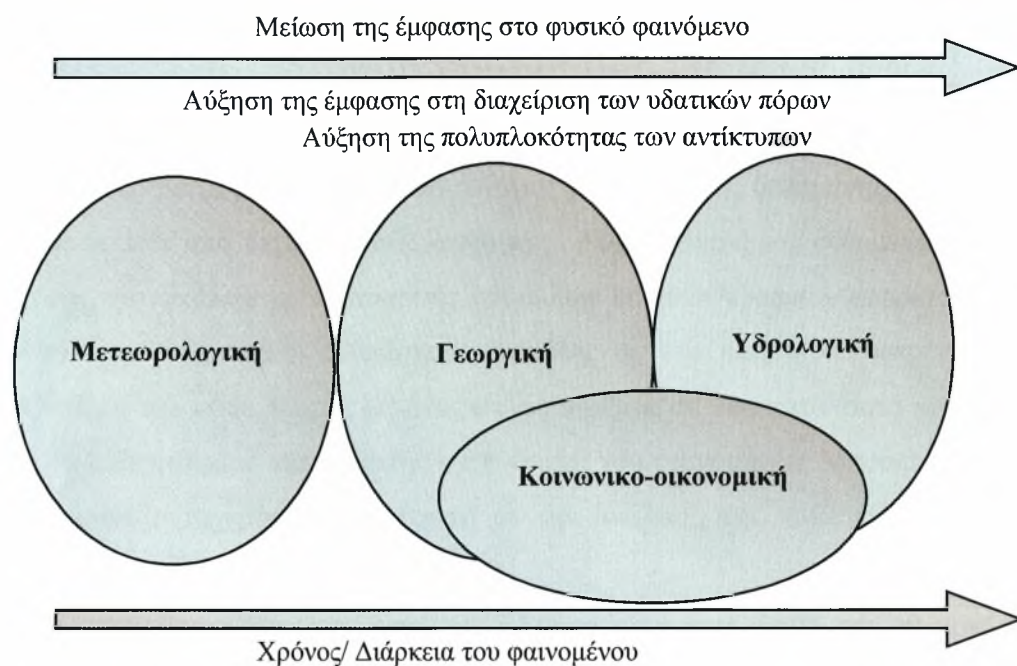
Τα κυριότερα χαρακτηριστικά της ξηρασίας είναι η έναρξη, η λήξη, η δριμύτητα ή ένταση, η συχνότητα και η διάρκεια του φαινομένου. Διακρίνεται στις εξής κατηγορίες (Dracup *et al.*, 1980):

1. **Μετεωρολογική ξηρασία**, η οποία χαρακτηρίζει μια περίοδο χωρίς αρκετή βροχή που επηρεάζει σημαντικά τη χλωρίδα και την πανίδα μιας περιοχής. Ορίζεται με βάση την απόκλιση της βροχοπτώσης (συνολικό ύψος, περίοδος μεταξύ των βροχοπτώσεων, αριθμός ημερών βροχής) από την αναμενόμενη, με βάση το κλίμα της περιοχής.
2. **Υδρολογική ξηρασία** που είναι η περίοδος του υδρολογικού ελλείμματος, κατά την οποία η παροχή του νερού είναι μικρότερη από αυτήν που απαιτείται για την κάλυψη των αναγκών μιας περιοχής. Εκδηλώνεται με τη μείωση της εδαφικής υγρασίας, της παροχής των ποταμών και πηγών, της στάθμης λιμνών και των αποθεμάτων των υπόγειων νερών.
3. **Γεωργική ξηρασία** που όπως δηλώνει και το όνομα σχετίζεται με τις επιδράσεις της ξηρασίας στον γεωργικό τομέα. Προσδιορίζεται από τη μη κανονική ανάπτυξη των φυτών και καλλιιεργειών σαν συνέπεια της περιορισμένης διαθεσιμότητας του νερού (Δαλέζιος και Πρίνος, 2004) και που εξαρτάται από τα επίπεδα εδαφικής υγρασίας και επάρκειας του νερού για την ανάπτυξη των καλλιιεργειών.
4. **Κοινωνικο-οικονομικές επιπτώσεις της** ξηρασίας αναφέρονται σε έλλειμμα υδατικών πόρων που συνήθως οφείλεται στην έλλειψη υποδομών και στην υπερκατανάλωση και λιγότερο στις μειωμένες βροχοπτώσεις ή στην διαθεσιμότητα των υδατικών πόρων. Συνδέει όλες τις προηγούμενες παραμέτρους με την προσφορά και ζήτηση αγαθών που σχετίζονται με τη χρήση νερού, όπως το πόσιμο νερό, τα γεωργικά προϊόντα και την υδροηλεκτρική ενέργεια.

Βασικά στις μέρες μας η κοινωνικοοικονομική ξηρασία είναι αυτή που χρησιμοποιείται σε συνδυασμό με την προμήθεια και την απαίτηση των οικονομικών αγαθών εμπλουτισμένη με στοιχεία της μετεωρολογικής, της υδρολογικής και της γεωμετρικής ξηρασίας (Tate *et al.*, 1999). Η κοινωνικοοικονομική ξηρασία συμβαίνει όταν η απαίτηση για ένα οικονομικό αγαθό είναι μεγαλύτερη από την προμήθεια σαν αποτέλεσμα μιας καιρικά - σχετιζόμενης πτώσης στην προμήθεια νερού (National Drought Mitigation Center, 2000). Γενικά μπορούμε να πούμε ότι οι ορισμοί της ξηρασίας συνεχώς αναβαθμίζονται, ειδικά όσον αφορά την περίληψη των επιδράσεών της στο περιβάλλον και την κοινωνία.

Στην εικόνα 2.2 απεικονίζονται τα διάφορα είδη ξηρασίας. Η κοινωνικο-οικονομική ξηρασία εμπεριέχεται στη γεωργική και στην υδρολογική. Όσον αφορά

την έμφαση που δίνεται στη διαχείριση των υδατικών πόρων, η υδρολογική ξηρασία παρουσιάζει την υψηλότερη σε σχέση με τις άλλες.



Εικόνα 2.2. Φυσική και Κοινωνική διάσταση της Ξηρασίας (Wilhite, 2005).

Η ξηρασία είναι φαινόμενο που μπορεί να συμβεί σχεδόν σε όλες τις κλιματικές ζώνες της γης, αλλά τα χαρακτηριστικά της διαφέρουν σημαντικά από τη μία περιοχή στην άλλη. Η μείωση της βροχόπτωσης δε σημαίνει απαραίτητα και την εμφάνιση ελλείμματος υδατικών πόρων στην περιοχή αυτή. Τα χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης, τα χαρακτηριστικά της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής, τα χαρακτηριστικά της περιοχής (π.χ. γεωμορφολογία, χρήσεις γης), καθώς και η διαχείριση των υδάτινων οικοσυστημάτων είναι μερικοί από τους παράγοντες που βοηθούν στην εμφάνιση του φαινομένου της ξηρασίας.

Πριν το τέλος αυτού του κεφαλαίου είναι απαραίτητο να εισάγουμε τον όρο της διαχείρισης της ξηρασίας. Η διαχείριση αυτή περιλαμβάνει τρία κύρια στάδια που σχετίζονται με το ισοζύγιο φυσικής προσφοράς και ζήτησης του νερού. Στο πρώτο στάδιο η φυσική προσφορά υπερβαίνει κατά πολύ τη ζήτηση (αφθονία νερού) και η διαχείριση περιορίζεται στη διανομή των υδατικών πόρων ή τη μεταφορά τους σε άλλες περιοχές. Κατά το δεύτερο στάδιο, η φυσική προσφορά είναι μικρότερη από τη ζήτηση (σπανιότητα νερού) και είναι απαραίτητη η αύξηση της φυσικής προσφοράς νερού με τεχνικά έργα. Τέλος, η φυσική προσφορά παραμένει μικρότερη από τη

ζήτηση (έλλειμμα νερού), παρά τα συμβατικά τεχνικά έργα. Σε αυτό το στάδιο αναπόφευκτα η προσπάθεια στρέφεται στον έλεγχο της ζήτησης και την ορθολογική διαχείριση των υδατικών πόρων, εφόσον η εναλλακτική λύση είναι η κατασκευή εξαιρετικά ακριβών ή εξεζητημένων τεχνικών έργων.

2.2.Τρόποι εκτίμησης ξηρασίας

Οι δείκτες μετρούν το κατά πόσο το ύψος βροχόπτωσης δεδομένης χρονικής περιόδου αποκλίνει από τις κανονικές συνθήκες. Λαμβάνοντας ως δεδομένα τιμές βροχόπτωσης, χιονοκάλυψης, υδατορροής και άλλων δεικτών υδατικού εφοδιασμού, εξομοιώνουν την επάρκεια ή ανεπάρκεια υγρασίας σε ένα πλήρη και κατανοητό πίνακα. Οι τιμές του κάθε δείκτη, ως ένας απλός αριθμός σε ένα κατανοητό πίνακα, δίνουν τη δυνατότητα μιας πιο προσιτής κατανόησης του φαινομένου. Μπορεί επίσης να φανεί περισσότερο χρήσιμος σε σχέση με την ανάλυση της κάθε παραμέτρου ξεχωριστά.

Οι δείκτες αυτοί συσχετίζονται με διάφορα χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης. Ως περιοχή μελέτης χαρακτηρίζεται μια εκτεταμένη περιοχή (υδρολογική λεκάνη) είτε ένα σύνολο σημειακών πηγών που συνιστούν ένα σύστημα (π.χ. ταμιευτήρας αποθήκευσης νερού) που εξυπηρετεί τις ανάγκες σε νερό στην περιοχή (Τσακίρης, 1995).

Η ορθή χρήση και ερμηνεία των δεικτών μπορεί να δώσει τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του κάθε ξεχωριστού επεισοδίου ξηρασίας, ενώ η μελέτη των τιμών του δείκτη στη διάρκεια του χρόνου μπορεί να δώσει την πιθανότητα επανεμφάνισης των επεισοδίων ξηρασίας. πρέπει να τονιστεί ωστόσο ότι η κακή χρήση των δεικτών, με τη μη σωστή εφαρμογή των περιορισμών του κάθε δείκτη, μπορεί να οδηγήσει σε παρερμηνεία των αποτελεσμάτων.

Παρά το γεγονός ότι κανένας δείκτης δεν είναι βέλτιστος για όλες τις περιοχές και για όλες τις περιπτώσεις (Keyantash and Dracup, 2002), ορισμένοι δείκτες παρουσιάζουν καλύτερα αποτελέσματα σε σχέση με άλλους, για συγκεκριμένες καταστάσεις. Για το λόγο αυτό οι περισσότεροι διαχειριστές αποθεμάτων νερού βρίσκουν χρήσιμο τον υπολογισμό περισσότερων από ένα δείκτη ξηρασίας, πριν πάρουν τις τελικές αποφάσεις τους.

Η επιστημονική προσέγγιση του φαινομένου της ξηρασίας περιλαμβάνει διάφορες μεθοδολογίες ανάλυσης που στηρίζονται σε διαφορετικές παραδοχές και ορισμούς. Σε γενικές γραμμές, η μελέτη του φαινομένου περιλαμβάνει τόσο την

ανάλυση συχνοτήτων ελαχίστων τιμών χαρακτηριστικών υδρολογικών μεταβλητών για μεγάλο χρονικό διάστημα όσο και τον προσδιορισμό χαρακτηριστικών δεικτών που αποτελούν μέτρο ποσοτικής εκτίμησης της ξηρασίας. Οι δείκτες μπορεί να δίνουν εκτίμηση της ξηρασίας χρησιμοποιώντας είτε δορυφορικά είτε συμβατικά δεδομένα (πίνακας 2.1.).

Πίνακας 2.1. Δείκτες εκτίμησης ξηρασίας με χρήση δορυφορικών και επίγειων δεδομένων

Δείκτες εκτίμησης ξηρασίας με χρήση συμβατικών δεδομένων	Δείκτες δορυφορικής εκτίμησης ξηρασίας
1. Ποσοστό του κανονικού (Percent of normal)	1. Δείκτης βλάστησης κανονικοποιημένης διαφοράς (NDVI)
2. Δείκτης ανωμαλιών βροχόπτωσης (RAI)	2. Δείκτης απόκλισης NDVI (NDVI _{DEV})
3. Δεκατημόρια βροχόπτωσης (Rainfall deciles)	3. Βελτιωμένος δείκτης βλάστησης (EVI)
4. Δείκτης Περιοχικής Ξηρασίας (DAI)	4. Δείκτης κατάστασης βλάστησης (VCI)
5. Δείκτης αθροιστικών ανωμαλιών βροχόπτωσης Discrete and cumulative precipitation anomalies.	5.Μηνιαίος δείκτης κατάστασης βλάστησης (MVCI)
6. Κανονικοποιημένος δείκτης βροχόπτωσης (SPI)	6. Δείκτης κατάστασης θερμοκρασίας (TCI)
7. Αποτελεσματικός δείκτης ξηρασίας (EDI)	7. Δείκτης υγιούς βλάστησης (VHI)
8. Δείκτες ξηρασίας Palmer (z-index, PDSI, PHDI)	8. Δείκτης κανονικοποιημένης διαφοράς θερμοκρασίας (NDTI)
9. Δείκτης ξηρασίας σοδειάς (CMI)	9. Δείκτης ελλείμματος νερού καλλιέργειας (CWSI)
10. Δείκτης ξηρασίας Bhalme- Mooley (BMDI)	10. Δείκτης δριμύτητας ξηρασίας (DSI)
11. Δείκτης τροφοδότησης επιφανειακού νερού (SWSI)	11. Δείκτης ξηρότητας θερμοκρασίας-βλάστησης (TVDI)
13. Συνολικό έλλειμμα νερού (TWD)	12. Δείκτης νερού κανονικοποιημένων διαφορών (NDWI)
14. Αθροιστικές ανωμαλίες υδατορροής (CSA)	13. Δείκτης αναγνώρισης ξηρασίας (RDI)
15. Δείκτης Υπολογισμένης εδαφικής υγρασίας (CSM)	
16. Δείκτης ανωμαλιών εδαφικής υγρασίας (SMAI)	
17. Δείκτης Αγρο-υδατο δυναμικού (AHP)	
19. Κανονικοποιημένος δείκτης υδατικού επιπέδου (SWLI)	

Για την καλύτερη κατανόηση των όσων αναφέρθηκαν παραθέτονται και αναλύονται, ως ένα βαθμό, ενδεικτικά ορισμένοι δείκτες και μοντέλα, που χρησιμοποιούν επίγεια ή δορυφορικά δεδομένα για την εκτίμηση του φαινομένου της ξηρασίας.

2.2.1. Εκτίμηση ξηρασίας με χρήση επίγειων παραμέτρων

Στις παραγράφους που ακολουθούν στη συγκεκριμένη ενότητα περιγράφεται αναλυτικά η μορφή επιλεγμένων δεικτών ξηρασίας που βασίζονται σε επίγεια δεδομένα και παρουσιάζονται οι εξισώσεις υπολογισμού τους.

2.2.1.1. Μέθοδος Palmer (Palmer Drought Severity Index)

Η μέθοδος Palmer στηρίζεται στον δείκτη Palmer (Palmer Drought Severity Index - PDSI). Ο PDSI είναι ένας από τους λίγους διαθέσιμους γενικούς και αντικειμενικούς δείκτες, που έχει τη δυνατότητα να προσομοιώνει αρκετές ιδιότητες και χαρακτηριστικά των ξηρασιών, όπως είναι η ένταση και η έναρξη και λήξη της ξηρασίας. Επιπλέον, ο PDSI έχει τυποποιηθεί για διαφορετικές περιοχές και χρονικές περιόδους, γεγονός που αποτελεί αναγκαία προϋπόθεση για την εκτίμηση της χωρικής κατανομής της ξηρασίας. Η επιχειρησιακή εφαρμογή του στις ΗΠΑ έχει καταστήσει τον PDSI διεθνώς αποδεκτό (Ζαραγκότας, 2005). Ο δείκτης Palmer χρησιμοποιείται ευρύτατα γιατί εύκολα μπορεί να δώσει μια γενική εικόνα της ξηρασίας. Ο δείκτης Palmer υπολογίζεται ως η αθροιστική διαφορά της κανονικής βροχής και της βροχής που απαιτείται για εξατμισοδιαπνοή.

Ο Palmer μελετά την μετεωρολογική ξηρασία και τη θεωρεί ως μετεωρολογική ανωμαλία χαρακτηριζόμενη από μία παρατεταμένη και μη κανονική έλλειψη εργασίας. Ο σκοπός είναι η ανάπτυξη μιας γενικής μεθοδολογίας εκτίμησης της μετεωρολογικής ανωμαλίας με τη μορφή ενός δείκτη που επιτρέπει συγκρίσεις χρόνου και έκτασης της έντασης ξηρασίας (drought severity) (με τον όρο ένταση ξηρασίας εννοείται ισχυρότητα ξηρασίας).

Ο δείκτης Palmer λαμβάνει υπ' όψιν του τις παρούσες καιρικές συνθήκες, τις συνθήκες υγρασίας του εδάφους καθώς και τις κανονικές κλιματικές συνθήκες τις περιοχής (Dalezios *et al.*, 2000). Τα βασικά βήματα για τον υπολογισμό του δείκτη Palmer PDSI είναι τα εξής:

➤ **Βήμα 1: Υδρολογικός Υπολογισμός.** Για εφαρμόσιμα αποτελέσματα εισάγεται στους υπολογισμούς η πραγματική εξατμισοδιαπνοή (ET) που θεωρείται συνάρτηση της PE και της υγρασιακής κατάστασης του εδάφους. Εξαιτίας των δυσκολιών που υπάρχουν όσον αφορά τη διαθεσιμότητα της υγρασίας του εδάφους, το έδαφος χωρίζεται σε δύο στρώσεις, την ανώτερη ή επιφανειακή στρώση και την κατώτερη ή ζώνη ριζοστρώματος. Η επιφανειακή στρώση θεωρείται ότι περιέχει 25 mm διαθέσιμης υγρασίας στην υδατοϊκανότητα και ότι είναι η στρώση όπου μετράται η βροχύπτωση και λαμβάνει χώρα η εξάτμιση. Στον υπολογισμό του ισοζυγίου υγρασίας, θεωρείται ότι η εξατμισοδιαπνοή γίνεται κατά δυναμικό τρόπο από την επιφανειακή στρώση μέχρις ότου χαθεί όλη η διαθέσιμη υγρασία και τότε μόνο συμμετέχει και η υγρασία της κατώτερης στρώσης. Επίσης θεωρείται ότι υπάρχει ανεφοδιασμός (recharge) στην κατώτερη στρώση μέχρις ότου η επιφανειακή στρώση φθάσει στην υδατοϊκανότητα. Η διαθέσιμη υδατοχωρητικότητα στην κατώτερη στρώση εξαρτάται από τα εδαφολογικά χαρακτηριστικά της εξεταζόμενης περιοχής και από το βάθος του ριζοστρώματος. Η απώλεια υγρασίας από την κατώτερη στρώση εξαρτάται από το αρχικό περιεχόμενο υγρασίας και από την PE. Έχουμε δηλαδή τις σχέσεις:

$$L_s = \min [S'_s, (PE - P)] \quad (2.1)$$

$$L_u = [(PE - P) - L_s] S'_u / AWC, \quad L_u < S'_u \quad (2.2)$$

Όπου L_s είναι η απώλεια υγρασίας της επιφανειακής στρώσης, S'_s η διαθέσιμη υγρασία της επιφανειακής στρώσης στην αρχή του μήνα, PE είναι η δυναμική εξατμισοδιαπνοή του μήνα, P η μηνιαία βροχύπτωση, L_u η απώλεια υγρασίας της κατώτερης στρώσης, S'_u η διαθέσιμη υγρασία της κατώτερης στρώσης στην αρχή του μήνα και AWC η διαθέσιμη υδατοχωρητικότητα και των δύο στρώσεων. Θεωρείται ακόμα ότι δεν εμφανίζεται απορροή μέχρις ότου και οι δύο στρώσεις φτάσουν στην υδατοϊκανότητα. Τα ελλείμματα, λοιπόν της υγρασίας του εδάφους, που είναι απαραίτητα για τον υπολογισμό της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής (ET), απαιτούν μια κατάλληλη τιμή της διαθέσιμης υδατοχωρητικότητας αντιπροσωπευτικής των εδαφών της περιοχής.

Στον μηνιαίο υπολογισμό του υδατικού ισοζυγίου χρησιμοποιούνται οι ακόλουθοι δυναμικοί όροι. Δυναμικός ανεφοδιασμός (PR) είναι το ποσό υγρασίας που απαιτείται για να φτάσει η υγρασία του εδάφους στην υδατοϊκανότητα. Παρατηρείται δηλαδή ότι η διαφορά μεταξύ ανεφοδιασμού (R), που συνήθως παρουσιάζει εποχιακή μεταβολή, και δυναμικού ανεφοδιασμού (PR) έχει σχέση με το

έλλειμμα υγρασίας. Δυναμική απώλεια (PL) είναι το ποσό υγρασίας, που θα μπορούσε να χαθεί από το έδαφος εφόσον ο υετός του μήνα είναι μηδέν. Τέλος, η δυναμική επιφανειακή απορροή (PRO), που αντιπροσωπεύει τη διαφορά του υετού και του δυναμικού ανεφοδιασμού (PR) του εδάφους σε νερό, σχετίζεται με το αρχικό ποσό της διαθέσιμης υδατοχωρητικότητας του εδάφους και θεωρείται ότι ισούται με αυτό. Στον υπολογισμό του υδατικού ισοζυγίου ακολουθείται μία ιεράρχηση κατά την οποία αρχικά ικανοποιείται η PE, ακολουθεί η PR και έπεται η PRO. Οι επόμενες σχέσεις χρησιμοποιούνται διαδοχικά για τον αναλυτικό μηνιαίο υπολογισμό του υδατικού ισοζυγίου:

$$S = S_s + S_u \quad (2.3)$$

$$PR = AWC - S' \quad (2.4)$$

$$PL = PL_s + PL_u \quad (2.5)$$

$$PL_s = \min [PE, S'_s] \quad (2.6)$$

$$PL_u = [(PE - PL_s) S'_u] / AWC \quad (2.7)$$

$$L = L_s + L_u \quad (2.8)$$

$$ET = P + L \quad (2.9)$$

$$PRO = AWC - PR = S' \quad (2.10)$$

ή

$$PRO = 3P - PR \quad (2.11)$$

όπου S_s είναι η διαθέσιμη υγρασία της επιφανειακής στρώσης της επιφανειακής στρώσης στο τέλος του μήνα, S_u η διαθέσιμη υγρασία της κατώτερης στρώσης στο τέλος του μήνα, S' η διαθέσιμη υγρασία και των δύο στρώσεων στην αρχή του μήνα, S η διαθέσιμη υγρασία και των δύο στρώσεων στο τέλος του μήνα, PR ο δυναμικός ανεφοδιασμός, PL η δυναμική απώλεια υγρασίας και των δύο στρώσεων, PL_u και PL_s η δυναμική απώλεια υγρασίας της κατώτερης και επιφανειακής στρώσης αντίστοιχα, L η απώλεια υγρασίας και των δύο στρώσεων και ET η πραγματική εξατμισοδιαπνοή.

Λογικά θα μπορούσε να θεωρηθεί ότι η απορροή είναι μικρή όταν η PR είναι μεγάλη όταν το έδαφος βρίσκεται ήδη στην υδατοϊκανότητα. Η PR , βέβαια, είναι μέγιστη όταν η διαθέσιμη υγρασία S' στην αρχή του μήνα είναι ελάχιστη ή αντίστροφα. Θεωρείται λοιπόν, ότι η PRO είναι συνάρτηση του ποσού της διαθέσιμης υγρασίας του εδάφους (Εξισώσεις (2.10) ή (2.11)). Εισάγεται ο όρος δυναμικός υετός, που θεωρείται ίσος με τη διαθέσιμη υδατοχωρητικότητα του εδάφους (AWC), που και αυτή είναι μία άλλη έκφραση της διαθέσιμης υγρασίας του εδάφους. Αυτό βέβαια είναι μία προσέγγιση, που όμως δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα. Έχει

βρεθεί επίσης ότι θα μπορούσε αντί της AWC να χρησιμοποιηθεί το τριπλάσιο της μηνιαίας βροχόπτωσης.

➤ **Βήμα 2: Κλιματικοί Συντελεστές.** Με βάση τα μακροχρόνια ιστορικά δεδομένα προσδιορίζονται διάφοροι συντελεστές της υπό εξέτασης περιοχής. Οι συντελεστές αυτοί είναι:

$$a_j = \overline{ET_j} / \overline{PE_j} \quad (2.12)$$

$$b_j = \overline{R_j} / \overline{PR_j} \quad (2.13)$$

$$c_j = \overline{RO_j} / \overline{PRO_j} \quad (2.14)$$

$$d_j = \overline{L_j} / \overline{PL_j} \quad (2.15)$$

όπου \overline{ET} είναι η μέση εξατμισοδιαπνοή, \overline{R} είναι ο μέσος ανεφοδιασμός του εδάφους, \overline{RO} είναι η μέση επιφανειακή απορροή, \overline{L} η μέση συνολική απώλεια νερού από το έδαφος και \overline{PE} , \overline{PR} , \overline{PRO} και \overline{PL} είναι οι αντίστοιχοι δυναμικοί όροι όπως έχουν οριστεί παραπάνω. Οι συντελεστές a_j , b_j , c_j , και d_j υπολογίζονται για κάθε μήνα j .

➤ **Βήμα 3: Κλιματικά Κατάλληλες Τιμές Παραμέτρων.** Οι συντελεστές που υπολογίστηκαν από τις εξισώσεις (2.12) έως (2.15) χρησιμοποιούνται στη συνέχεια για την εκ νέου ανάλυση των χρονολογικών σειρών με σκοπό τον προσδιορισμό της απαιτούμενης ποσότητας υγρασίας για "συνήθη" καιρό κάθε μήνα. Ειδικότερα υπολογίζονται οι αποκαλούμενες "κλιματικά κατάλληλα τιμές" για τις υπάρχουσες συνθήκες (CAFEC). Έτσι η τιμή CAFEC για τις ET , R , RO και L του μήνα j δίνεται από τις σχέσεις:

$$\hat{ET_j} = a_j PE_j \quad (2.16)$$

$$\hat{R_j} = b_j PR_j \quad (2.17)$$

$$\hat{RO_j} = c_j PRO_j \quad (2.18)$$

$$\hat{L_j} = d_j PL_j \quad (2.19)$$

Εφαρμόζοντας το μοντέλο του υδατικού ισοζυγίου, η τιμή CAFEC για τον νετό υπολογίζεται από τη σχέση

$$\hat{P}_j = \hat{ET}_j + \hat{R}_j + \hat{RO}_j - \hat{L}_j \quad (2.20)$$

$$\text{ή } \hat{P}_j = a_j PE_j + b_j PR_j + c_j PRO_j - d_j PL_j \quad (2.21)$$

➤ **Βήμα 4: Δείκτης Ανωμαλίας Υγρασίας.** Στη συνέχεια υπολογίζεται η διαφορά

$D = P - \hat{P}$ μεταξύ του μετρημένου νετού P και της τιμής \hat{P} για τον νετό. Η διαφορά D αποτελεί ένδειξη του ελλείμματος ή πλεονάσματος νερού για το μήνα στην εξεταζόμενη περιοχή. Οι αποκλίσεις D μετατρέπονται στη συνέχεια σε "δείκτες ανωμαλίας υγρασίας" Z με τη σχέση:

$$Z_j = K_j D_j \quad (2.22)$$

Όπου K_j είναι ένας σταθμισμένος συντελεστής για το μήνα j που χρησιμοποιείται για να προσαρμόσει τις διαφορές D ώστε να είναι συγκρίσιμες για διαφορετικές περιοχές και χρονικές περιόδους. Ο σταθμισμένος συντελεστής K δίνεται από τη σχέση

$$K = (PE + R) / (P + L) \quad (2.23)$$

και ονομάζεται κλιματικός χαρακτήρας και εξαρτάται από τη μέση έλλειψη της υγρασίας μιας περιοχής. Ο αριθμητής της εξίσωσης (2.23) εκφράζει μέσες απαιτήσεις σε υγρασία και ο παρανομαστής μέση παροχή σε υγρασία, υπολογίζονται δε δώδεκα τιμές του K , μία για κάθε μήνα.

➤ **Βήμα 5: Δείκτης Palmer (PDSI).** Τέλος οι σειρές του δείκτη αναλύονται για τον προσδιορισμό κριτηρίων έναρξης και λήξης των περιόδων ξηρασίας. Ο Palmer (1965) χρησιμοποίησε τις αθροιστικές τιμές Z για τα 13 πιο ξηρά διαστήματα και ανέπτυξε την ακόλουθη εμπειρική εξίσωση για τον υπολογισμό της έντασης ξηρασίας

$$X_j = 0,897 X_{j-1} + Z_j/3 \quad (2.24)$$

Όπου X_j είναι η τιμή του PDSI για το μήνα j .

Παρά τη χρήση αρκετών υποθέσεων για τον υπολογισμό των παραμέτρων του υδατικού ισοζυγίου, την ύπαρξη μειονεκτημάτων και περιορισμών, καθώς και την εμπειρική φύση μερικών συντελεστών, ο δείκτης PDSI μπορεί να αποτελέσει ένα χρήσιμο εργαλείο τόσο σε ερευνητικές όσο και σε λειτουργικές προσεγγίσεις, αν χρησιμοποιηθεί σωστά, με επίγνωση των περιορισμών και με καλή γνώση των χαρακτηριστικών της περιοχής που μελετάται.

Η κατηγοριοποίηση του καιρού με βάση το δείκτη Palmer παρουσιάζεται στον πίνακα 2.2.

Πίνακας 2.2. Κατηγορίες Καιρού με βάση το δείκτη Palmer (PDSI)

PDSI	Κατηγορία Καιρού
> 4,00	Εξαιρετικά υγρός
3,00 μέχρι 3,99	Πολύ υγρός
2,00 μέχρι 2,99	Μέτρια υγρός
1,00 μέχρι 1,99	Ελαφρά υγρός
0,50 μέχρι 0,99	Ασθενικά υγρός
0,49 μέχρι -0,49	Σχεδόν φυσιολογικός
-0,50 μέχρι -0,99	Ασθενής ξηρασία
-1,00 μέχρι -1,99	Ελαφρά ξηρασία
-2,00 μέχρι -2,99	Μέτρια ξηρασία
-3,00 μέχρι -3,99	Ισχυρή ξηρασία
< -4,00	Ακραία ξηρασία

Ο δείκτης PDSI έχει χρησιμοποιηθεί στο παρελθόν με επιτυχία, κυρίως στην Αμερική, σε πολλές ερευνητικές εφαρμογές (π.χ. Karl, 1986; Kothavala, 1997; Pongracz *et al.*, 1999), καθώς και σε επιχειρησιακή βάση (π.χ. Lohani and Loganathan, 1997). Επίσης έχει εφαρμοστεί στον Καναδά (Louie, 1986), στην Αυστραλία (Kothavala, 1999), Αργεντινή (Scian and Donnari, 1997) και Ουγγαρία (Szinell *et al.*, 1998). Ο PDSI, ακόμη, έχει αποδειχθεί ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως εργαλείο για τη μελέτη της ξηρασίας και της δριμύτητας αυτής στην Ελλάδα (Dalezios *et al.*, 1991; Dalezios *et al.*, 2000).

2.2.1.2. Δείκτης επάρκειας επιφανειακού νερού (Surface Water Supply Index, SWSI)

Ο δείκτης αυτός αναπτύχθηκε στο Colorado Αμερικής από τους Shafer και Dezman (1982) για την παρακολούθηση των συνθηκών επάρκειας νερού. Χρησιμοποιεί ιστορικά δεδομένα και παρέχει πληροφόρηση για την τρέχουσα κατάσταση της εδαφικής φόρτισης, της ροής των υδάτων και της βροχόπτωσης σε υψηλά υψόμετρα, ερμηνεύοντας τα με τη χρήση ενός και μόνο αριθμού –δείκτη.

Ο δείκτης SWSI χρησιμοποιείται για να συμπληρώνει το δείκτη PDSI καθώς μπορεί να υπολογίσει τη διαθεσιμότητα του νερού στον πάγο και στο χιόνι. Διατυπώνεται ως το άθροισμα των πιθανοτήτων τεσσάρων υδρολογικών παραμέτρων (χιονιού, βροχόπτωσης, αποθήκευσης και υδατορροής). Η μαθηματική του έκφραση είναι:

$$SWSI = \frac{aP_{snow} + bP_{prec} + cP_{strm} + dP_{resv} - 50}{12} \quad (2.25)$$

Όπου α, b, c, d είναι τα “βάρη” κάθε υδρολογικής παραμέτρου των οποίων το άθροισμα ισούται με τη μονάδα, P_i η πιθανότητα μη πλεονάσματος κάθε υδρολογικού παράγοντα (σε ποσοστό %), και οι δείκτες snow, prec, strm και resv αντιστοιχούν στους υδρολογικούς παραμέτρους χιόνι, βροχόπτωση, υδατορροή και αποθήκευση αντίστοιχα.

Στην μελέτη του ο Hayes (1999) καταγράφει τα πλεονεκτήματα και τα μειονεκτήματα του δείκτη SWPI. Ειδικότερα, ως πλεονέκτημα του δείκτη αναφέρονται πρώτον ο εύκολος υπολογισμός του και δεύτερον ότι δίνει αντιπροσωπευτικές μετρήσεις της παροχής του επιφανειακού νερού σε όλο το εύρος της περιοχής μελέτης. Τα μειονεκτήματα στην εφαρμογή του δείκτη SWPI είναι τόσο η μη συνεχή ροή δεδομένων από κάποιους σταθμούς, όσο και η παρουσία ενός νέου σταθμού στην λεκάνη απορροής. Μειονεκτήματα που έχουν ως αποτέλεσμα τον καθορισμό των συντελεστών με βάση των καινούργιων κατανομών συχνότητας. Επίσης, κάποιες αλλαγές στη διεύθυνση του νερού μέσα στην λεκάνη απορροής, όπως είναι οι εκτροπές ή καινούργιες υδατοδεξαμενές, απαιτούν την επαναδημιουργία του αλγόριθμου του δείκτη SWPI, έτσι ώστε να υπολογίζονται καινούργιες τιμές για κάθε συντελεστή. Τέλος, τα ακραία φαινόμενα μπορούν να προκαλέσουν προβλήματα στον υπολογισμό του δείκτη SWPI. Αν ένα ακραίο επεισόδιο παρουσιάσει τιμές μικρότερες από αυτές της χρονοσειράς των δεδομένων τότε ο δείκτης πρέπει να υπολογιστεί εκ νέου συμπεριλαμβάνοντας τις νέες τιμές στην κατανομή συχνοτήτων στη λεκάνη.

2.2.1.3. Δείκτης Ξηρασίας Bhalme - Mooley (BMDI)

Ο δείκτης ξηρασίας BMDI (Bhalme and Mooley, 1980), παρέχει ένα καλό μέτρο της παρούσας κατάστασης ξηρασίας που είναι αποτέλεσμα βραχέων ξηρών χρονικών περιόδων, αντίθετα με τον PDSI ο οποίος σχεδιάστηκε να αποτιμήσει τον βαθμό δριμύτητας και συχνότητας παρατεταμένων περιόδων ξηρασίας. Ο BMDI

είναι απλούστερος και λιγότερο σύνθετος δείκτης, διότι δεν περιέχει του όρους, όπως η εξατμισοδιαπνοή, η υδατοϊκανότητα του εδάφους, οι οποίοι υπολογίζονται δύσκολα και βασίζονται μόνο σε μηνιαίες βροχοπτώσεις.

Τα βασικά βήματα στον υπολογισμό του BMDI είναι τα ακόλουθα:

- Υπολογίζονται οι μέσες μηνιαίες τιμές μακράς διάρκειας χρονοσειρών βροχόπτωσης \bar{P} , η τυπική απόκλιση καθώς και ο συντελεστής μεταβλητότητας κάθε σταθμού.
- Η ποσοστιαία απόκλιση της μηνιαίας βροχόπτωσης από την μέση χρησιμοποιείται κατόπιν στον υπολογισμό του δείκτη υγρασίας M που δίνεται από την σχέση:

$$M = 100 \cdot \frac{(P - \bar{P})}{s} \quad (2.26)$$

- Από όλους τους σταθμούς μελέτης, λαμβάνουμε τις μέσες ανώτερες συσσωρευμένες τιμές του αρνητικού δείκτη ξηρασίας. Αυτό παρέχει ένα συγκριτικό μέτρο τοπικών ανωμαλιών υγρασίας διότι επιτρέπει τον αριθμητικό προσδιορισμό ακραίας ξηρασιών σε διάφορα μέρη της περιοχής που μελετάται.
- Οι ακραίες συνθήκες ξηρασίας μηνιαίων μέγιστων συσσωρευμένων αρνητικών M δίνονται από την εξίσωση των ελάχιστων τετραγώνων:

$$\sum_{t=1}^k M_t = a + bk \quad (2.27)$$

Όπου M_t ο συσσωρευμένος δείκτης υγρασίας διάρκειας t μηνών και a, b σταθερές.

- Η εξίσωση της οικογένειας των καμπυλών που αντιστοιχούν στις τέσσερις κατηγορίες ξηρασίας δίνεται από τη σχέση:

$$I_k = \sum_{t=1}^k \frac{M_t}{0.25 \cdot (a + bk)} \quad (2.28)$$

Όπου I_k η δριμύτητα ξηρασίας του k_{th} μήνα.

Σε διαδοχικούς μήνες, απαιτείται μια αρνητική τιμή του M ώστε ο I_k να γίνει περισσότερο αρνητικός και να διατηρηθεί η υπάρχουσα ξηρασία. Ο ρυθμός με τον οποίο πρέπει να αυξάνει ο M ώστε το I να παραμένει σταθερό, εξαρτάται από την τιμή του I την οποία θέλουμε να διατηρήσουμε. Συνεπώς για όλους τους μήνες που ακολουθούν έναν αρχικό ξηρό μήνα, πρόσθετοι όροι εισάγονται στον υπολογισμό για την μεταφορά των επιπτώσεων προηγούμενων καταστάσεων.

Βάσει της λογικής αυτής η παραπάνω εξίσωση αναδιατυπώνεται ως εξής:

$$\Delta I_k = \frac{M_k}{d} + cI_{k-1} \quad (2.29)$$

Όπου $d=0.25$ ($a+bk$), $\Delta I_k=I_k-I_{k-1}$, και c σταθερά. Άρα ο τελικός δείκτης δριμύτητας ξηρασίας για δεδομένο μήνα k δίνεται από την σχέση:

$$I_k = \frac{M_k}{d} + (1+c)I_{k-1} \quad (2.30)$$

Οι μηνιαίες τιμές του δείκτη στην συνέχεια κατηγοριοποιούνται σε έντεκα κλάσεις όμοιες με τις τιμές δείκτη του Palmer.

Ο BMDI είναι λιγότερο περίπλοκος απ' τον PDSI διότι χρειάζεται μόνο δεδομένα βροχόπτωσης και όχι πολύπλοκους όρους υδατικού ισοζυγίου.

2.2.1.4. Δείκτης ανωμαλιών βροχόπτωσης (Rainfall Anomaly Index, RAI)

Ο δείκτης ανωμαλιών βροχόπτωσης (Van Rooy, 1965), ενσωματώνει μια μέθοδο ταξινόμησης με την οποία προσδιορίζονται οι θετικές και αρνητικές μη ομαλές καταστάσεις της βροχόπτωσης. Η μορφή του δείκτη είναι:

$$RAI = \pm \frac{P - \bar{P}}{\bar{E} - \bar{P}} \quad (2.31)$$

Όπου P η μετρημένη βροχόπτωση, \bar{P} είναι η μέση βροχόπτωση, και \bar{E} είναι η μέση τιμή των δέκα ακραίων τιμών βροχόπτωσης. Για θετικές μη ομαλές καταστάσεις το πρόσημο είναι θετικό και \bar{E} είναι το μέσο των δέκα υψηλότερων τιμών βροχόπτωσης ενώ για αρνητικές μη ομαλές καταστάσεις το πρόσημο είναι αρνητικό με το \bar{E} να παίρνει την μέση τιμή των δέκα χαμηλότερων μετρήσεων. Ο Oladipo (1985) βρήκε ότι η διαφορά ανάμεσα στο δείκτη RAI και σε περισσότερους σύνθετους δείκτες, όπως Palmer και Bhalme-Mooley, είναι αμελητέα.

2.2.1.5. Κανονικοποιημένος Δείκτης Βροχόπτωσης (SPI)

Η κατανόηση ότι η απουσία της βροχόπτωσης έχει διαφορετικά αποτελέσματα στο υπόγειο νερό, στην ικανότητα συγκράτησης νερού, στην υγρασία του εδάφους, στην εμφάνιση του χιονιού και στα επιφανειακά ύδατα οδήγησαν τους McKee *et al.* (1993) να αναπτύξουν τον Κανονικοποιημένο Δείκτη Βλάστησης (SPI).

Ο SPI υπολογίζεται από τη διαφορά της βροχόπτωσης από τη μέση τιμή για μια ορισμένη χρονική περίοδο διαιρώντας την με την τυπική απόκλιση. Επειδή όμως η βροχόπτωση δεν έχει κανονική κατανομή, γίνεται μια ρύθμιση η οποία επιτρέπει

στον δείκτη SPI να έχει κανονική κατανομή. Επομένως, η μέση τιμή του SPI για μια χρονική περίοδο και για συγκεκριμένη περιοχή είναι μηδέν και η τυπική απόκλιση ένα. Αυτή η κανονικοποίηση του δείκτη αποτελεί πλεονέκτημα, έτσι ώστε τα υγρότερα και ξηρότερα τμήματα να μπορούν να αναπαρασταθούν με τον ίδιο τρόπο.

Οι McKee *et al.* (1993) χρησιμοποίησαν την ταξινόμηση του πίνακα 2.3 για να καθορίσουν τους δείκτες ξηρασίας που προκύπτουν από το SPI. Επίσης, καθόρισαν τα κριτήρια ενός επεισοδίου ξηρασίας σε οποιαδήποτε χρονική κλίμακα. Ένα επεισόδιο ξηρασίας που μπορεί να εμφανίζεται οποιαδήποτε χρονική στιγμή, αρχίζει όταν ο δείκτης παίρνει αρνητική τιμή, συνεχίζει με αρνητικές τιμές και γίνεται έντονο όταν ο δείκτης πάρει τιμή μικρότερη ή ίση με το -1.5. Το επεισόδιο τελειώνει όταν ο δείκτης πάρει τιμή θετική. Έτσι κάθε επεισόδιο ξηρασίας έχει την διάρκεια του, η οποία καθορίζεται από μια αρχή, ένα τέλος και μια ένταση για κάθε μήνα που το επεισόδιο συνεχίζεται. Το συσσωρευμένο απόθεμα της ξηρασίας μπορεί να μετρηθεί ως το άθροισμα των δεικτών SPI για όλους τους μήνες σε ένα επεισόδιο ξηρασίας (Hayes, 1999).

Πίνακας 2.3. Κατηγοριοποίηση καιρού σύμφωνα με τις τιμές SPI.

Τιμές SPI	Κατηγορίες Καιρού
Μεγαλύτερο του 2	Εξαιρετικά υγρή περίοδος
1.5 έως 1.99	Πολύ υγρή περίοδος
1.0 έως 1.49	Υγρή Περίοδος
-0.99 έως 0.99	Κανονικές Βροχοπτώσεις
-1.0 έως -1.49	Ξηρασία
-1.50 έως -1.99	Σημαντική Ξηρασία
Μικρότερο του -2	Εξαιρετική Ξηρασία

2.2.2. Εκτίμηση ξηρασίας με χρήση δορυφορικών δεδομένων

Σε αντιπαράθεση με τους επίγειους δείκτες ξηρασίας, παρουσιάζονται σε αυτήν την ενότητα δείκτες οι οποίοι υπολογίζουν το φαινόμενο χωρικά και χρησιμοποιούν δορυφορικές εικόνες για την εκτίμηση του.

2.2.2.1. Δείκτης κανονικοποιημένης διαφοράς θερμοκρασίας (Normalised Difference Temperature Index, NDTI)

Το 1992 ο MacVicar και ο Jupp ανέπτυξαν τον δείκτη NDTI για να αφαιρέσουν τις εποχιακές τάσεις από την ανάλυση στις ημερήσιες θερμοκρασίες επιφάνειας εδάφους (Land Surface Temperature, LST) οι οποίες προέρχονται από το προηγμένο ραδιόμετρο πολύ υψηλής ραδιομετρικής διακριτικής ικανότητας (advanced very high resolution radiometer, AVHRR). Ο NDTI Υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$NDTI = \frac{T_{\infty} - T_s}{T_{\infty} - T_0} \quad (2.32)$$

όπου, T_{∞} είναι η διαμορφωμένη θερμοκρασία επιφάνειας εδάφους (LST) εάν υπήρχε μια άπειρη επιφανειακή αντίσταση, T_s είναι η θερμοκρασία επιφάνειας εδάφους όπως λαμβάνεται από τον AVHRR και το T_0 είναι η διαμορφωμένη θερμοκρασία επιφάνειας εδάφους εάν η επιφανειακή αντίσταση ήταν μηδέν.

Το T_{∞} και το T_0 μπορεί να θεωρηθεί σαν ένα φυσικό όριο ανώτερης και κατώτερης θερμοκρασίας, αντίστοιχα, για δοσμένες μετεωρολογικές καταστάσεις και επιφανειακές αντιστάσεις.

2.2.2.2. Δείκτης βλάστησης κανονικοποιημένης διαφοράς (Normalized Difference Vegetation Index -NDVI)

Ένας πολύ γνωστός δείκτης είναι ο δείκτης κανονικοποιημένης διαφοράς Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). Ο NDVI χρησιμοποιείται με επιτυχία για τον υπολογισμό της ξηρασίας παγκοσμίως και θα πρέπει να θεωρείται σαν μέτρο για την ένδειξη βλάστησης (Sellers 1985, Ohring *et al.* 1989, Kogan 1994, Maiden *et al.* 1994, Kidwell 1994, Los *et al.* 1994, Gutman *et al.* 1995), στην απόδοση και αποτίμηση των καλλιεργειών (Dalezios *et al.*, 2001) και τέλος στην χαρτογράφηση περιοχών (Tucker and Choudhury 1987, Benedetti and Rossini 1993, Kogan 1994, Kogan 1995a, Kogan 1995b, Laporte *et al.* 1995, Hayes *et al.* 1996, Kogan 1997, Dalezios *et al.* 2001).

Ο δείκτης υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$NDVI = \frac{CH_2 - CH_1}{CH_2 + CH_1} \quad (2.33)$$

όπου, CH₁ and CH₂ είναι οι τιμές ανακλαστικότητας στα δύο πρώτα κανάλια (ορατό και κοντινό υπέρυθρο, αντίστοιχα) του NOAA/AVHRR.

Οι τιμές του NDVI κυμαίνονται θεωρητικά από 1 έως -1, όπως εξάγεται από την μαθηματική εξίσωση που προαναφέρθηκε. Τιμές άνω του μηδενός υποδηλώνουν τη ύπαρξη πράσινης βλάστησης ή γυμνού εδάφους, ενώ κάτω του μηδενός υποδηλώνουν την ύπαρξη νερού, χιονιού, πάγου και νεφών (πίνακας 2.4). Η σπουδαιότητα του NDVI ενάγεται στο γεγονός ότι είναι ενδεικτικός του βαθμού της φωτοσυνθετικής δραστηριότητας της υπό παρακολούθηση βλάστησης (FEWS Bulletin, 1996). Είναι ένας γρήγορος και αποδοτικός τρόπος για την εκτίμηση της υγιούς βλάστησης. Ο NDVI αποτελεί έναν δείκτη άρρηκτα συνδεδεμένο με την αύξηση και ανάπτυξη των φυτών και πρακτικά εφαρμόσιμο μέσω της σύγχρονης τεχνολογίας για την παρακολούθηση της επίγειας βλάστησης με τηλεσκοπικά μέσα.

Πίνακας 2.4. Ενδεικτικές τιμές του δείκτη NDVI σε διάφορες μορφές κάλυψης εδάφους.

Τύπος Εδαφοκάλυψης	NDVI (σε κλίμακα (-1)-1)	NDVI (σε κλίμακα 0-255)
Πυκνή βλάστηση	$0.500 \leq \text{NDVI} \leq 1$	$210 \leq \text{NDVI} \leq 255$
Μέτρια πράσινη βλάστηση	$0.140 \leq \text{NDVI} < 0.500$	$118 \leq \text{NDVI} < 210$
Αραιή βλάστηση	$0.090 \leq \text{NDVI} < 0.140$	$105 \leq \text{NDVI} < 118$
Γυμνό έδαφος (οργωμένο ή βραχώδες)	$0.025 \leq \text{NDVI} < 0.090$	$88 \leq \text{NDVI} < 105$
Νέφη	$0.002 \leq \text{NDVI} < 0.025$	$83 \leq \text{NDVI} < 88$
Χιόνι και πάγος	$-0.046 \leq \text{NDVI} < 0.002$	$70 \leq \text{NDVI} < 83$
Νερό	$-1 \leq \text{NDVI} < -0.046$	$0 \leq \text{NDVI} < 70$

2.2.2.3. Δείκτης κατάστασης βλάστησης (Vegetation Condition Index-VCI)

Μια παραλλαγή του δείκτη NDVI είναι ο VCI ο οποίος αποτελεί ένα χρήσιμο εργαλείο για την παρακολούθηση της επίδρασης των περιβαλλοντικών συνθηκών στη βλάστηση. Ο VCI προτάθηκε από τον Kogan (1990) και ορίζεται από την σχέση:

$$\text{VCI} = 100 * \frac{\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min}}{\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min}}$$

(2.34)

όπου, $NDVI$, $NDVI_{max}$, $NDVI_{min}$ είναι οι ομαλοποιημένες τιμές του $NDVI$ για μια συγκεκριμένη περιοχή.

Ο VCI είναι ένα ποσοστό των τιμών του $NDVI$ σε μια δεδομένη χρονική στιγμή, λαμβάνοντας υπόψη το εύρος της μέγιστης τιμής του $NDVI$, για κάθε εικονοστοιχείο. Οι τιμές του VCI ποικίλουν από 0 έως 100, για τις βέλτιστες συνθήκες. Ο VCI χωρίζει στα δεδομένα $NDVI$, το βραχυπρόθεσμο καιρικό σήμα από το μακροπρόθεσμο οικολογικό σήμα (Kogan and Sullivan, 1993; Kogan, 1997).

Μπορεί να θεωρηθεί ότι ο VCI είναι στενά συνδεδεμένος με την κατάσταση στην οποία βρίσκεται η βλάστηση μιας συγκεκριμένης περιοχής (Domenikiotis *et al.*, 2002). Αν τα δεδομένα του NOAA/AVHRR καταγράφονται για αρκετά χρόνια, έτσι ώστε να λαμβάνονται υπόψη τα ακραία φαινόμενα κατά την μεταβολή των περιβαλλοντικών συνθηκών, τότε ο VCI μπορεί να υποδείξει το ενδεχόμενο δυναμικό της γεωργικής παραγωγής ή την δυναμικότητα-χωρητικότητα του γεωργικού συστήματος.

2.2.2.4. Δείκτης Υγιούς Βλάστησης (Vegetation health index, VHI)

Ένας νέος δείκτης για την εκτίμηση της ξηρασίας είναι ο Vegetation health index (VHI) ο οποίος αναπτύχθηκε από τον Kogan, και είναι συνδυασμός των δεικτών VCI (Vegetation Condition Index) και TCI (Temperature condition index). Αυτός ο δείκτης παρακολουθεί τις θερμικές καταστάσεις, την κατάσταση της βλάστησης και της υγρασίας ώστε να εκτιμηθεί ποιες περιοχές αντιμετωπίζουν προβλήματα ξηρασίας (Bayarjargal *et al.*, 2006). Για να υπολογιστεί ο δείκτης χρησιμοποιείται η εξίσωση:

$$VHI = 0.5(VCI) + 0.5(TCI) \quad (2.35)$$

Κατά τον υπολογισμό του VHI επιλέγεται ίσο ειδικό βάρος ($E.B.=0.5$) για τον VCI και τον TCI , αφού η συνεισφορά της υγρασίας και της θερμοκρασίας κατά τον κύκλο ανάπτυξης της βλάστησης δεν είναι γνωστή.

Ο VHI είναι αντιπροσωπευτικός της ύπαρξης υγιούς βλάστησης και χρησιμοποιείται παγκοσμίως για την παρακολούθηση και χαρτογράφηση της γεωργικής ξηρασίας (πίνακας 2.5).

Πίνακας 2.5. Κατηγορίες της γεωργικής ξηρασίας βάση των τιμών του VHI (Kogan, 2001).

Τιμές VHI	Κατηγορίες Γεωργικής Ξηρασίας
<10	Ακραία ξηρασία
<20	Δριμεία ξηρασία
<30	Μέτρια ξηρασία
<40	Ήπια ξηρασία
>40	Καθόλου ξηρασία

2.2.2.5. Δείκτης Αναγνώρισης ξηρασίας (Reconnainssance Drought Index, RDI).

Ο δείκτης ξηρασίας RDI έχει απαίτηση σε δεδομένα βροχόπτωσης και δυνητικής εξατμισοδιαπνοής και εμφανίζεται με δύο εκφράσεις, την κανονικοποιημένη ($RDI_{normalized}$) και την τυποποιημένη ($RDI_{standardized}$). Στη συγκεκριμένη εργασία για την εκτίμηση της ξηρασίας χρησιμοποιήθηκε η standardized μορφή του δείκτη (RDI_{st}):

$$RDI_{st}(k) = \frac{y_k - \bar{y}_k}{\hat{\sigma}_k} \tag{2.35}$$

Όπου, y_k είναι ο νεπέρειος λογάριθμος (ln) του α_k (ο υπολογισμός του οποίου δίνεται από την εξίσωση (2.36)), \bar{y}_k είναι ο αριθμητικός μέσος όρος των α_k και $\hat{\sigma}_k$ είναι η τυπική τους απόκλιση.

Το α_k είναι η αρχική τιμή του δείκτη για μια συγκεκριμένη περίοδο (συγκεκριμένο μήνα ή διάρκεια μηνών κατά τη διάρκεια ενός υδρολογικού έτους). Το υδρολογικό έτος για τις περιοχές στη Μεσόγειο αρχίζει από τον Οκτώβριο, οπότε το α_k για τον Οκτώβριο ισούται με 1 (Tsakiris and Vangelis, 2005). Η σχέση που υπολογίζει το α_k είναι η εξής:

$$\alpha_k = \frac{\sum_{j=1}^{j=k} P_j}{\sum_{j=1}^{j=k} PET_j} \tag{2.21}$$

Όπου, P_j και PET_j είναι η βροχόπτωση και η δυνητική εξατμισοδιαπνοή αντίστοιχα για κάθε μήνα j του υδρολογικού έτους.

Ο δείκτης ξηρασίας RDI μπορεί να υπολογιστεί για κάθε διαφορετική διάρκεια του υδρολογικού έτους (π.χ. 3, 6, 9 μηνών). Επίσης, το α_k των δώδεκα μηνών (α_{12}) μπορεί να συγκριθεί με τα αποτελέσματα του δείκτη ξηρότητας AI (Aridity Index). Έρευνες έδειξαν ότι αν το α_{12} , για ένα συγκεκριμένο έτος και μια συγκεκριμένη περιοχή μελέτης, είναι μικρότερο από τον AI τότε η περιοχή βρίσκεται κάτω από συνθήκες ξηρασίας για το έτος αυτό (Tsakiris and Vangelis, 2005). Ο δείκτης RDI κυμαίνεται μεταξύ -2 και +2 και διακρίνει τις κατηγορίες της ξηρασίας ανάλογα του πίνακα 2.6.

Πίνακας 2.6. Κατηγοριοποίηση ξηρασίας σύμφωνα με το δείκτη RDI.

Κατηγορίες ξηρασίας	Τιμές RDI
Ακραία υγρασία Extremely Wet	>2.00
Πολύ υγρασία Very Wet	1.50 ως 1.99
Μέτρια υγρασία Moderately Wet	1.00 ως 1.49
Κανονικές συνθήκες Near Normal	-0.99 ως 0.99
Μέτρια ξηρασία Moderately Dry	-1.00 ως -1.49
Έντονη ξηρασία Severely Dry	-1.50 ως -1.99
Ακραία ξηρασία Extremely Dry	<-2.00

2.3 Συμβατικές μέθοδοι σε σύγκριση με την τηλεπισκόπηση → 5x1

Ο υπολογισμός της ξηρασίας μπορεί να γίνει με δύο τρόπους είτε αξιοποιώντας τα συμβατικά δεδομένα είτε με την χρήση της τηλεπισκόπησης.

Οι συμβατικές μέθοδοι εκτίμησης της ξηρασίας χρησιμοποιούν δεδομένα από διάφορους μετεωρολογικούς σταθμούς. Τα μετεωρολογικά δεδομένα περιλαμβάνουν μεταξύ άλλων δεδομένα βροχόπτωσης, θερμοκρασίας αέρα, ταχύτητα και κατεύθυνση ανέμου, νεφοκάλυψη κ.ά.. Η καταγραφή γίνεται είτε με εξειδικευμένα

όργανα όπως στην περίπτωση της θερμοκρασίας που χρησιμοποιούνται θερμόμετρα, είτε χρησιμοποιώντας τις ανθρώπινες αισθήσεις όπως στην περίπτωση της νεφοκάλυψης όπου η εκτίμηση γίνεται με το «μάτι» με βάση μια κλίμακα. Από τα παραπάνω είναι εύκολο να γίνει κατανοητό ότι σε αυτές τις μετρήσεις υπεισέρχεται η έννοια του σφάλματος. Με τον όρο σφάλμα εννοούμε την μέτρηση ενός φυσικού μεγέθους στο οποίο παρεμβαίνουν διάφοροι παράγοντες, που μεταβάλλουν την επαναληψιμότητα των μετρήσεων (Μιχολίτσης, 2002). Τα σφάλματα μπορεί να είναι είτε συστηματικά και να οφείλονται σε κακή λειτουργία του οργάνου, είτε ανθρώπινα και να προκύπτουν από την απειρία ή την αδιαφορία των υπευθύνων.

Αντίθετα στην περίπτωση εκτίμησης της ξηρασίας με Τηλεπισκοπικές μεθόδους ο ερευνητής δεν έρχεται σε άμεση επαφή με το αντικείμενο στόχο εφόσον η επεξεργασία αφορά δορυφορικές εικόνες. Η πρόκληση της έρευνας είναι η δημιουργία μοντέλων που να μπορούν να αντιστραφούν για να εξάγουν πληροφορίες από τα τηλεπισκοπικά δεδομένα (Δαλέζιος, 2004). Στο επόμενο κεφάλαιο θα αναλυθεί λεπτομερώς το εύρος των δυνατοτήτων καθώς και τα λειτουργικά μέσα της τηλεπισκόπησης.

Με την εξέλιξη της τεχνολογίας ιδιαίτερα τα τελευταία χρόνια οι τηλεπισκοπικές μέθοδοι αποτελούν ίσως το πιο αξιόπιστο και σύγχρονο μέσο για την εκτίμηση φαινομένων και την καταγραφή δεδομένων όπως ποσοστό υγρασίας της βλάστησης, ποσοστό υγρασίας του εδάφους, μέτρηση ξηρασίας, θερμοκρασία κ.λ.π. Γενικότερα τα πλεονεκτήματα της τηλεπισκόπησης έναντι των άλλων μεθόδων συλλογής δεδομένων είναι τα εξής :

1. Η ικανότητα χωρικής αντίληψης των δεδομένων των δορυφορικών εικόνων, σε σχέση με αυτά που συλλέγονται με εργασία της υπαίθρου.
2. Η κάλυψη διαφόρων περιοχών πραγματοποιείται γρήγορα με συνέπεια να είναι εφικτή η σύγκριση μεταξύ δεδομένων από διάφορες περιοχές
3. Η συνοπτική απεικόνιση μεγάλων περιοχών σε μια δορυφορική εικόνα καθιστά δυνατή την ταυτοποίηση ευρείας κλίμακας διαφοροποιήσεων των φυσιογραφικών στοιχείων της περιοχής (Συλλαίος, 2000).
4. Η δυνατότητα διαχρονικών λήψεων από τους δορυφόρους δίνει την ευκαιρία για διαχρονικές συγκρίσεις και καταγραφή στοιχείων σε συνεχή βάση.
5. Η λήψη των εικόνων σε πολλές ζώνες του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος δίνει τη δυνατότητα στο χρήστη για ανίχνευση βιοφυσικών στοιχείων επιφάνειας οι οποίες δεν γίνονται αντιληπτές με την ανάλυση μιας μόνο φασματικής ζώνης.

Για την καλύτερη προσέγγιση του φαινομένου γίνεται επίσης χρήση κάποιου προσαρμοσμένου στα δεδομένα της έρευνας μαθηματικού ή υδρολογικού μοντέλου, με σκοπό τη δημιουργία ενός δείκτη, με την εφαρμογή του οποίου θα προκύψουν τιμές π.χ. ποσοστό ξηρασίας ώστε να εξεταστεί το φαινόμενο σε μια χωρική και χρονική διακύμανση.

Για την ανάπτυξη ενός υδρολογικού μοντέλου σε ένα μεγάλο αριθμό λεκανών απορροής απαιτείται η εισαγωγή δεδομένων από ένα μεγάλο αριθμό μεταβλητών για ένα αρκετά μεγάλο χρονικό διάστημα. Για να είναι αποτελεσματική η περιγραφή ενός μεγάλου αριθμού λεκανών απορροής στις οποίες υπάρχει ανομοιογένεια απαιτείται τα μοντέλα που θα χρησιμοποιηθούν να είναι «κατανεμημένα» ώστε να λαμβάνεται υπόψη η χωρική κατανομή των μεταβλητών που θα χρησιμοποιηθούν (Sandholt et al., 2002). Η παροχή των δεδομένων που απαιτείται από κάθε «μοντέλο κατανομής» παρουσιάζει ιδιαίτερη δυσκολία κυρίως σε χώρες όπου η υποδομή είναι ανεπαρκής όσο αφορά την αξιοποίηση των φυσικών πόρων. Σημαντικό ρόλο στην αντιμετώπιση αυτού του είδους δυσκολίας παίζει η χρήση των δεδομένων παρατήρησης της γης (Earth Observation (EO) data) η οποία δημιουργεί την ανάγκη να εξελίξει ή να τροποποιήσει μεθόδους για να ανταπεξέρθει στις απαιτήσεις μιας χωρικής και χρονικής ανάλυσης. Μια σημαντική πηγή δεδομένων η οποία έχει μεγάλη εφαρμογή στις μέρες μας είναι ο NOAA-AVHRR, παρέχοντας ημερήσια κάλυψη με χωρική ανάλυση η οποία ανταποκρίνεται αποτελεσματικά σε ότι απαιτεί ένα υδρολογικό μοντέλο που χρησιμοποιείται σε μεγάλο αριθμό λεκανών απορροής.

Για τον υπολογισμό και την εκτίμηση φαινομένων όπως η ξηρασία, χρησιμοποιούνται μεταβλητές όπως η υγρασία του εδάφους και η εξάτμιση, οι οποίες αλλάζουν συνεχώς σε χώρο και χρόνο και επομένως είναι δύσκολο να χαρακτηριστούν και να αναλυθούν στον υδρολογικό, μετεωρολογικό και κλιματικό προσδιορισμό μιας περιοχής (Andersen *et al.*, 2002).

2.4. Έλεγχος στο υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας

Η Θεσσαλία είναι ένα από τα 14 υδατικά διαμερίσματα της Ελλάδας και βρίσκεται στο βορειοανατολικό τμήμα του ηπειρωτικού κορμού της κεντρικής Ελλάδας. Στην σύνθεση της περιλαμβάνει τους νομούς Καρδίτσας με πρωτεύουσα την Καρδίτσα, Λάρισας με πρωτεύουσα τα Λάρισα, Μαγνησίας με πρωτεύουσα το Βόλο και Τρικάλων με πρωτεύουσα τα Τρίκαλα (εικόνα 2.3).

Το έδαφος ως προς τη διαμόρφωσή του είναι 50% ορεινό-ημιορεινό και 50% πεδινό και στα όριά του περιλαμβάνεται η πεδιάδα της Θεσσαλίας, η μεγαλύτερη πεδιάδα και σιτοβολώνας της ελληνικής επικράτειας, που διαρρέετε στο άξονα ανατολή-δύση από τον ποταμό Πηνειό, το τρίτο μεγαλύτερο ποτάμι της χώρας. Στις ορεινές περιοχές περιλαμβάνονται ο Όλυμπος, το νότιο τμήμα της οροσειράς της Πίνδου, το βόρειο τμήμα των Αγράφων, η Όσσα, το Πήλιο και η Όθρυς. Ιδιαίτερης σημασίας γεωστρατηγικό και οικονομικό έργο στην περιφέρεια της Θεσσαλίας είναι η τεχνητή λίμνη του Ταυρωπού, η οποία δημιουργήθηκε ύστερα από απόφραξη της κοίτης του Ταυρωπού, παραπόταμου του Αχελώου.

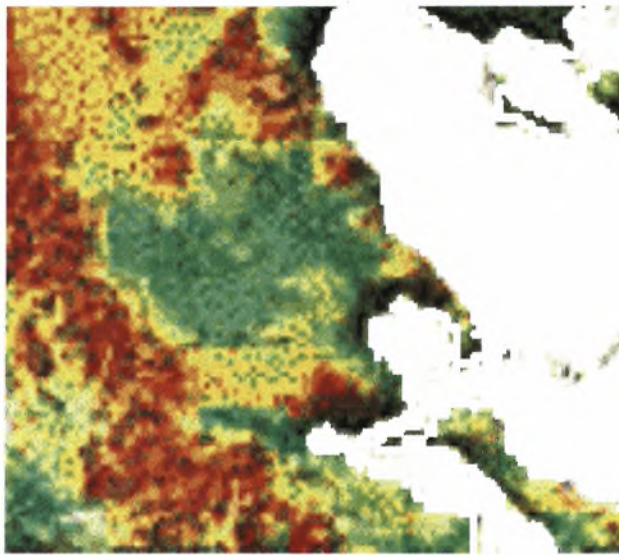


Εικόνα 2.3. Γεωγραφικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας (www.thessalia.gov.gr).

Η γενική γεωμορφολογία και φυσιολογία της περιοχής μπορεί να περιγραφεί ως εξής: Η πεδινή περιοχή της Θεσσαλίας, η οποία είναι πιο εύφορη και ανεπτυγμένη, έχει άφθονους φυσικούς πόρους και μεγάλες δυνατότητες γεωργικής ανάπτυξης. Χωρίζεται από τα χαμηλά Χαλκοδόνια όρη σε δύο μεγάλα τμήματα ίσης περίπου έκτασης, την δυτική και ανατολική πεδιάδα. Περιμετρικά των πεδινών περιοχών, βρίσκονται εκτενείς ορεινοί όγκοι, με κυριότερους το όρος Πήλιο στα ανατολικά του νομού Μαγνησίας, το όρος Όλυμπος στα βόρεια του νομού Λαρίσης, το όρος Όθρυς στα νότια ανάμεσα των νομών Καρδίτσας και Μαγνησίας, και τέλος το νότιο τμήμα της οροσειράς της Πίνδου στο δυτικό τμήμα των νομών Τρικάλων και Καρδίτσας (εικόνα 2.4). Το μέσο υψόμετρο του διαμερίσματος είναι 285m (Πέππας,

2001).

Πιο συγκεκριμένα το ανατολικό τμήμα της πεδιάδας έχει τα εξής γεωγραφικά όρια: βόρεια τον Κάτω Όλυμπο και την Όσσα, ανατολικά και βορειοδυτικά το όρος Ζάρκο. Το νότιο και νοτιοανατολικό μέρος αποτελεί μια κλειστή λεκάνη, την αποξηρανθείσα λίμνη Κάρλα (Βοιβήζ). Τελευταία στο χαμηλότερο τμήμα και αυτής και προς τον Βόλο γίνονται έργα για να επανέλθει στη φυσική της κατάσταση. Στην ανατολική Θεσσαλία εντάσσονται και οι ορεινές, αλλά με αξιόλογη έκταση, καλλιεργούμενες εκτάσεις της Ελασσόνας και Δαμασίου.



Εικόνα 2.4. Γεωμορφολογικός χάρτης του Νομού Θεσσαλίας (Τζαμπύρας, 2005).

Το δυτικό τμήμα της Θεσσαλικής πεδιάδας ορίζεται γεωγραφικά ως εξής: ανατολικά από τα Χαλκοδόνια όρη, βορειοανατολικά από το Ζάρκο, βόρεια από τα Χάσια και τα Αντιχάσια όρη, δυτικά από το Κερκέτιον όρος (Κόζιακας) και νότια από το Ναθράκιο, τους πρόποδες του όρους Τυμφρηστός και την αποξηραμένη λίμνη Ξυνιά. Όλες σχεδόν οι εκτάσεις αρδεύονται, ενώ κατά τόπους παρατηρούνται οργανωμένα δίκτυα άρδευσης. Προς τα βόρεια, οι καλλιέργειες σταματάνε στο όριο της πεδιάδας με τους πρόποδες των βουνών. Αντιθέτως, στα νότια παρατηρούνται καλλιέργειες ακόμα και στους πρόποδες των βουνών. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον είναι το γεγονός ότι στην κεντρική - ανατολική πλευρά της δυτικής πεδιάδας οι καλλιέργειες φτάνουν σε μεγάλο σχετικά υψόμετρο έως και 500 m λόγω των εξαιρετικά ομαλών κλίσεων.

Μεγαλύτερη πόλη, αλλά και πρωτεύουσα της Θεσσαλίας, όπως και έδρα της Περιφέρειας Θεσσαλίας είναι η Λάρισα. Δεύτερη πόλη σε πληθυσμό ο Βόλος, που αποτελεί και το λιμάνι όλης της Θεσσαλίας.

2.4.1. Μετεωρολογικά - Κλιματολογικά στοιχεία

Τα μετεωρολογικά στοιχεία που προσδιορίζουν το κλίμα ενός τόπου είναι η ποσότητα και η κατανομή των βροχοπτώσεων, η διακύμανση της θερμοκρασίας, η ηλιοφάνεια, η υγρασία, η εξάτμιση καθώς και οι άνεμοι.

Κλίμα: Το γεωγραφικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας διαιρείται, με βάση τον τύπο κλίματος σε τρεις περιοχές (ΥΒΕΤ.1996):

- Την ανατολική παράκτια και ορεινή με μεσογειακό κλίμα.
- Την κεντρική πεδινή με ηπειρωτικό κλίμα
- Την δυτική ορεινή με ορεινό κλίμα.

Σε γενικές γραμμές το κλίμα στην πεδιάδα της Θεσσαλίας χαρακτηρίζεται ως εύκρατο με ηπειρωτικές περιόδους και διαφορετικές θερμομετρικές διακυμάνσεις ως προς το εύρος κατά την διάρκεια του έτους. Παρατηρείται ήπιος και βροχερός χειμώνας και ξηρό και θερμό καλοκαίρι. Οι συνθήκες ύφεσης ξεκινούν τον Οκτώβριο με άμεσο αποτέλεσμα αυξημένη υγρασία, βροχόπτωση καθώς και παρουσία ομίχλης και διαρκούν μέχρι και τον Απρίλιο. Η απουσία βαροβαθμίδας κατά τους καλοκαιρινούς μήνες έχει ως συνέπεια την εμφάνιση επιπλέον ξηρασίας λόγω της ομοιόμορφης κατανομής της πίεσης.

Θερμοκρασία: Η μέση ετήσια θερμοκρασία κυμαίνεται από 16°C ως 17°C. Το ετήσιο θερμομετρικό εύρος ξεπερνά τους 22°C. Οι πιο θερμοί μήνες είναι ο Ιούλιος και ο Αύγουστος και οι πιο ψυχροί ο Ιανουάριος, ο Φεβρουάριος και ο Δεκέμβριος. Οι παγετοί είναι συχνοί και εμφανίζονται κατά την περίοδο Νοεμβρίου - Απριλίου. Οι ημέρες παγετού κυμαίνονται από 35.5 στη Λάρισα και 33.8 στα Τρίκαλα σε μέση ετήσια βάση (Τζαμπύρας, 2005).

Βροχοπτώσεις: Το ύψος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων στο διαμέρισμα είναι σχετικά μεγάλο στα δυτικά, ενώ μειώνεται σταδιακά στο πεδινό τμήμα και αυξάνεται πάλι στο ορεινό ανατολικό τμήμα. Η μέση ετήσια βροχόπτωση σε ολόκληρη την περιοχή της Θεσσαλίας είναι περίπου 700mm και κατανέμεται ανομοιόμορφα τόσο χωρικά όσο και χρονικά. Οι πιο βροχεροί μήνες είναι από τον Οκτώβριο ως τον Ιανουάριο, ενώ οι πιο ξηροί ο Ιούλιος και ο Αύγουστος.

Χιονοπτώσεις: Οι χιονοπτώσεις είναι συνηθισμένες, ιδιαίτερα στα ορεινά της περιοχής και γίνονται πιο έντονες από τα νότια προς τα βόρεια και από τα ανατολικά προς τα δυτικά. Οι περισσότερες χιονοπτώσεις παρατηρούνται κατά τους μήνες Ιανουάριο και Φεβρουάριο. Στα δυτικά και ορεινά τμήματα του διαμερίσματος αρχίζουν τον Σεπτέμβριο και φτάνουν μέχρι και τις αρχές Ιουλίου. Οι χαλαζοπτώσεις είναι επίσης συχνές, κυρίως κατά τους μήνες Φεβρουάριο ως Απρίλιο στο νότιο ανατολικό τμήμα και κατά τους μήνες Μάιο και Ιούνιο στα βόρεια του διαμερίσματος.

Νέφωση – Ηλιοφάνεια: Ως νέφωση χαρακτηρίζεται το ποσοστό της έκτασης του ουράνιου θόλου που καλύπτεται από νέφη. Η νέφωση βρίσκεται σε στενή σχέση με την ηλιοφάνεια, δηλαδή το χρονικό διάστημα, κατά τη διάρκεια της ημέρας, που ο ήλιος είναι ορατός ανεμπόδιστα από την επιφάνεια της γης (Φλόκας, 1997). Η μέση ετήσια νέφωση για την περιοχή της Θεσσαλίας κυμαίνεται από 4 έως 5 βαθμίδες (μέγιστη τιμή 8 βαθμίδες) και αυξομειώνεται από τα δυτικά προς τα ανατολικά.

Υγρασία: Η μέση ετήσια σχετική υγρασία κυμαίνεται από 67% μέχρι 72% και παρουσιάζει μεταβολές τόσο στη διάρκεια του 24ώρου όσο και του έτους.

Ξηρές περίοδοι: Στο νότιο τμήμα του διαμερίσματος εμφανίζεται ξηρή περίοδος 4 ως και 5 μηνών στα ανατολικά, η οποία όμως μειώνεται βαθμιαία σε 2 ως 4 μήνες στα κεντρικά - δυτικά πεδινά και τέλος 1 ως 2 μήνες εμφανίζεται στα δυτικά ορεινά.

Άνεμοι: Η κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης σε συνδυασμό με το ανάγλυφο και με την κατανομή ξηράς - θάλασσας, αποτελούν βασικό αίτιο της δημιουργίας των ανέμων. Η επικρατούσα φορά των ανέμων στο διαμέρισμα ποικίλει, με τους ανατολικούς να επικρατούν στην περιοχή της Λάρισας και τους δυτικούς στην περιοχή των Τρικάλων (Πέππας, 2001). . Με βάση το μέτρο της ισχυρότητας των ανέμων που είναι η κλίμακα Bf , οι ταχύτητες των ανέμων στη Θεσσαλία είναι της τάξης των 1-3 Bf και έχουν μέγιστη ταχύτητα τα 8 Bf.

2.4.2. Υδατικοί πόροι Θεσσαλίας

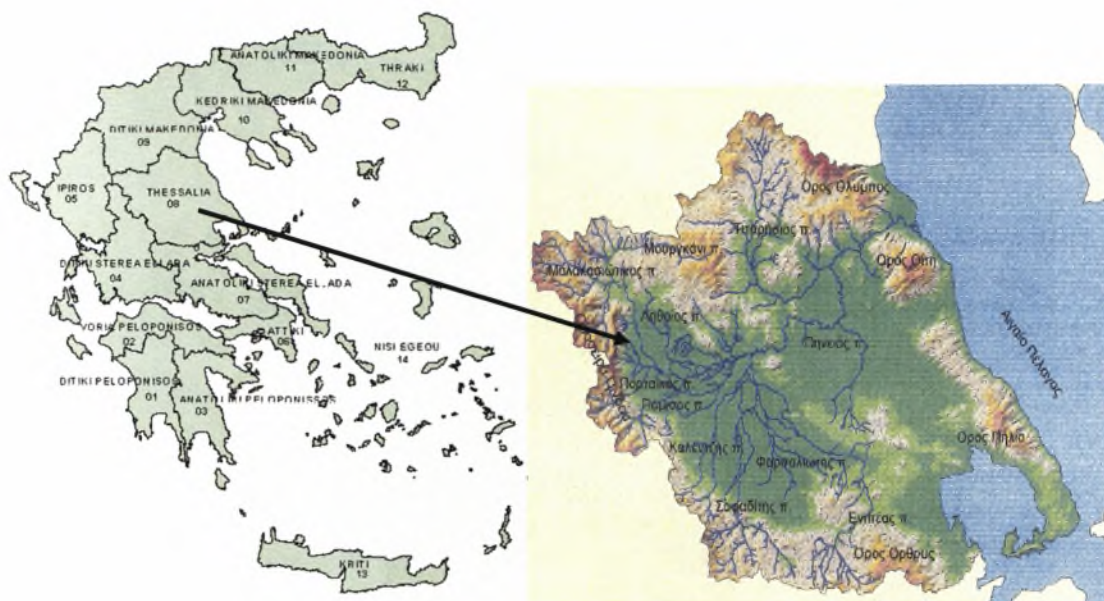
Το υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας συμπίπτει ουσιαστικά με την αντίστοιχη διοικητική περιφέρεια. Περιλαμβάνει βασικά τη λεκάνη απορροής του Πηνειού και την υπολεκάνη της Κάρλας.

Με βάση το Νόμο 1739/87 η Θεσσαλία αποτελεί το 8^ο υδατικό διαμέρισμα της Ελλάδας (εικόνα 2.5) και αποτελείται από τις κύριες υδρολογικές λεκάνες του

Πηνειού, της Κάρλας και τις δευτερεύουσες λεκάνες (εικόνα 2.6).



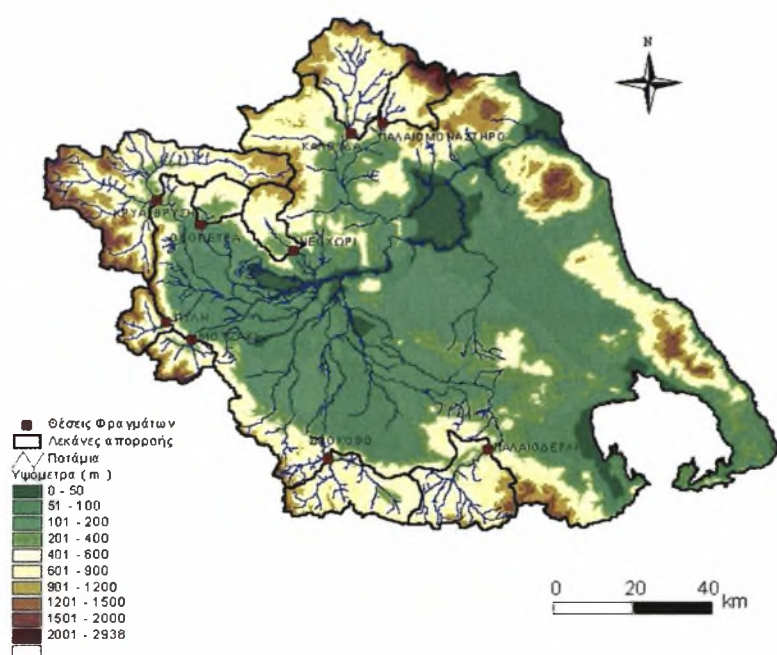
Εικόνα 2.5. Τα 14 Υδατικά διαμερίσματα της Ελλάδας, σύμφωνα με το Ν. 1739/87.



Εικόνα 2.6. Υδατικό διαμέρισμα Θεσσαλίας (Κουτσογιάννης, 1997).

Οι υδατικοί πόροι της Θεσσαλίας αποτελούνται από επιφανειακά καθώς και από υπόγεια νερά. Δεδομένου ότι δεν υπάρχουν επαρκή έργα ταμίευσης (με εξαίρεση την τεχνητή λίμνη Πλαστήρα και το φράγμα του Σμοκόβου), το επιφανειακό δυναμικό αναφέρεται στην παροχή των υδατορευμάτων, η οποία παρουσιάζει έντονη χωρική και χρονική διακύμανση. Ένα σημαντικό χαρακτηριστικό είναι ότι τα επιφανειακά νερά οριοθετούνται από το ποτάμιο υδrosύστημα και τις υδρολογικές λεκάνες, ενώ τα υπόγεια από τα αντίστοιχα υδρογεωλογικά όρια, τα οποία όμως δεν ταυτίζονται με αυτά των επιφανειακών.

Τα επιφανειακά νερά, απαντώνται σε δύο μορφές: η μια είναι τα ποτάμια ύδατα δηλαδή του Πηνειού και των κυρίων παραποτάμων του (εικόνα 2.7) και η δεύτερη του φράγματος Πλαστήρα, μέγιστης ωφέλιμης χωρητικότητας 400 hm^3 , του φράγματος του Σμοκόβου (ωφέλιμης χωρητικότητας 300 hm^3), που έχει κατασκευαστεί πρόσφατα όπως επίσης και της Κάρλας που βρίσκεται υπό κατασκευήν.



Εικόνα 2.7. Ο π. Πηνειός αποδέκτης όλων των παραποτάμων (Γκούμας, 1996).

Η κυριότερη λεκάνη απορροής της Θεσσαλίας, είναι αυτή του ποταμού Πηνειού και των παραποτάμων του με έκταση 9747 km². Σε αυτήν ανήκουν και οι δύο μεγάλες λεκάνες της πεδινής Θεσσαλίας (ανατολική και δυτική πεδιάδα) που ο άξονάς τους έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Ολόκληρη η πεδινή Θεσσαλία, πλην της λεκάνης της Κάρλας, αποστραγγίζεται από τον Πηνειό ποταμό, ο οποίος είναι και ο αποδέκτης όλων σχεδόν των παραποτάμων και χειμάρρων που έχουν τις πηγές τους στην ορεινή Θεσσαλία (Γκούμας, 1996). Οι δευτερεύοντες κλάδοι του Πηνειού κατέρχονται από ολόκληρη την περιφέρεια της λεκάνης απορροής της δυτικής πεδιάδας εντός αυτής.

Στην ανατολική λεκάνη, ο μόνος σημαντικός δευτερέων κλάδος ο οποίος υφίσταται είναι ο χειμάρρος Τιταρήσιος. Αναλυτικότερα, βόρεια της περιοχής των Αντιχασίων και Χασίων, το κυρίως υδατόρρευμα του Πηνειού, τροφοδοτείται κυρίως από τους ποταμούς Νεοχωρίτη, Ληθαίο και Μουργκάνι, και δυτικότερα προς την Πίνδο, από το χειμάρρο Μαλακασιώτη. Δυτικά από την ορεινή ζώνη της Νότιας Πίνδου, τροφοδοτείται κυρίως από τον Πορταϊκό ποταμό, δυτικά της Πύλης, από τον Πάμισο (ή Πλιούρη), δυτικά του Μουζακίου από το ρέμα Μέγα, και τους ποταμούς Καράμπαλη και Καλέντζη, νότια της πόλης της Καρδίτσας. Πρέπει να σημειωθεί, ότι στην ορεινή περιοχή της νότιας Πίνδου που ανήκει στην Περιφέρεια Θεσσαλίας,

βρίσκεται η ανάντη λεκάνη απορροής του ποταμού Αχελώου, καθώς επίσης και η ανάντη λεκάνη απορροής του παραπόταμου Ταυρωπού, του Αχελώου. Η μισή περίπου έκταση της λεκάνης απορροής του Ταυρωπού, που ανήκει διοικητικά στη Θεσσαλία, έχει δεσμευτεί από το φράγμα του Ταυρωπού το οποίο και σχηματίζει την τεχνητή λίμνη του Πλαστήρα. Μέρος του αποθηκευμένου όγκου νερού, του ταμιευτήρα αυτού, χρησιμοποιείται για την άρδευση και ύδρευση της περιοχής της Καρδίτσας. Νότια, ο Πηνειός τροφοδοτείται από πολυάριθμα ρεύματα και ποταμούς όπως ο Λείψιμος, ο Ρογόζινος, ο Σοφαδίτικος, ο Φαρσαλιώτης και ο Ενιππέας. Οι πηγές των ποταμών αυτών βρίσκονται στις νότιες ορεινές περιοχές.

Σε ότι αφορά τα υπόγεια νερά, η πεδιάδα της Θεσσαλίας διαχωρίζεται σε δύο κύριες αυτοτελείς υδρογεωλογικές λεκάνες (δυτική και ανατολική), με τρεις τύπους υδροφορίας (ελεύθερης πιεζομετρικής επιφάνειας, υπό πίεση και καρστικούς) και με πρακτικά εκμεταλλεύσιμο υπόγειο υδατικό δυναμικό 400 hm^3 (394 εκατ. κυβ./ έτος). Η υπερεκμετάλλευση του υπόγειου νερού που γίνεται ήδη με ανεξέλεγκτο τρόπο και ρυθμό, άρχισε να δημιουργεί δυσάρεστες περιβαλλοντικές επιπτώσεις που θα είναι μη αναστρέψιμες εάν δεν ληφθούν άμεσα και δραστικά – αυστηρά μέτρα. Πολλοί υπόγειοι υδροφορείς στη θεσσαλική πεδιάδα βρίσκονται κάτω από καθεστώς υπερεκμετάλλευσης, η πτώση της στάθμης είναι συνεχής την 20ετία 1985-2006 και η δυσκολία αναπλήρωσης των αποθεμάτων εμφανής. Υπάρχουν περιοχές με οριακή πτώση (5-10 μ.) (Γκούμας, 1996).

Στη Θεσσαλία αναπτύσσονται σημαντικοί προσχωματικοί υδροφορείς, αλλά και μεγάλες καρστικές υδρογεωλογικές ενότητες. Όσον αφορά στην πρώτη κατηγορία υδροφορέων, η πεδιάδα της Θεσσαλίας διαχωρίζεται σε δύο κύριες υδρογεωλογικές λεκάνες, της δυτικής και ανατολικής Θεσσαλίας. Οι δύο λεκάνες διαχωρίζονται με λοφώδη περιοχή νεογενών αποθέσεων (Ταουσάνη), που θεωρείται ξεχωριστή υδρογεωλογική ενότητα. Από τις υδρογεωλογικές ενότητες της Θεσσαλίας, οι ποσότητες που μπορούν να αντληθούν έχουν υπολογιστεί σε 450 εκατομμύρια κυβικά ετησίως. Από αυτά τα 390 εκατομμύρια κυβικά θεωρούνται ότι ανήκουν στο πρακτικά εκμεταλλεύσιμο υπόγειο δυναμικό. Η μείωση αυτή οφείλεται στον συνυπολογισμό και άλλων παραγόντων όπως συνεκτίμηση του κόστους άντλησης, προστασίας υπογείων υδροφορέων από υφαλμύρωση, προστασία περιοχών προοριζόμενων για υδρεύσεις και αντικατάσταση υπογείων υδάτων από επιφανειακά.

Εκτός της ποσοτικής ανεπάρκειας στους υδατικούς πόρους της Θεσσαλίας έχει επέλθει και ποιοτική ανεπάρκεια. Ήδη παρατηρείται ρύπανση των υπόγειων

υδροφορέων και ειδικότερα νιτρορύπανση από τις μεγάλες ποσότητες λιπασμάτων που χρησιμοποιούνται στις καλλιέργειες. Επίσης, σε ορισμένες περιοχές της Θεσσαλικής πεδιάδας ο υπόγειος υδατικός ορίζοντας έχει υποβιβασθεί αισθητά, λόγω της υπεράντλησης, με αποτέλεσμα να έχουν μειωθεί ή και μηδενιστεί οι παροχές των γεωτρήσεων και οι καλλιέργειες να μην αρδεύονται επαρκώς. Σε πολλές, τέλος περιοχές, ιδιαίτερα της ανατολικής Θεσσαλίας, έχει παρατηρηθεί και η ύπαρξη αλμυρής σφήνας στους υπόγειους υδροφορείς (Πέππας, 2001).

Από τα υδατικά ισοζύγια και άλλων μελετών που έχουν γίνει πρόσφατα (Περιφέρεια Θεσσαλίας – 2005), φαίνεται ότι το έλλειμμα μόνο στην λεκάνη του Πηνειού, με συντηρητικές εκτιμήσεις, κυμαίνεται μεταξύ 750 και $1000 \times 10^6 \text{ m}^3$, ενώ με την προσθήκη και των ελλειμμάτων της λεκάνης της Κάρλας (μέσο έλλειμμα $125 \times 10^6 \text{ m}^3$) και των 4 παράκτιων λεκανών, το συνολικό έλλειμμα του υδατικού διαμερίσματος αυξάνεται κατά $200 \times 10^6 \text{ m}^3$ περίπου. Αυτό σημαίνει ότι ακόμα και η μεταφορά νερού από άλλο υδατικό διαμέρισμα ($600 \times 10^6 \text{ m}^3$ από τον άνω ρου του Αχελώου), δε θα αντιμετωπίσει το πρόβλημα στο σύνολο του.

2.4.3. Ξηρασία στη Θεσσαλία

Το φαινόμενο της ξηρασίας σε πολλές περιπτώσεις επηρέασε το υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας και προκάλεσε αρνητικές επιπτώσεις και προβλήματα στη διαχείριση των καλλιεργήσιμων εκτάσεων. Οι σημαντικότερες περίοδοι ξηρασίας που καταγράφηκαν για το διαμέρισμα της Θεσσαλίας ήταν στα τέλη της δεκαετίας του '50, στις αρχές της δεκαετίας του '60 και στη δεκαετία του '80 (Loukas *et al.*, 2002). Ειδικότερα οι περίοδοι ξηρασίας όπου ήταν οι πιο έντονες και επίπονες αναφέρονται στα έτη 1976-77 και 1989-1990. Το φαινόμενο της ξηρασίας στο υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας είχε αρνητικές επιπτώσεις στην αγροτική οικονομία της περιοχής, λόγω της μείωσης της παραγωγής. Επίσης οδήγησε στη μείωση των υδατικών επιφανειακών πόρων και του υπόγειου υδροφορέα.

2.4.4. Αναπτυξιακή πορεία

Το γεωγραφικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας περιλαμβάνει την μεγαλύτερη πεδινή έκταση της χώρας. Ως εκ τούτου ένα μεγάλο τμήμα του πληθυσμού απασχολείται στον πρωτογενή τομέα παραγωγής. Το πλεονέκτημα του Θεσσαλικού κάμπου σε συνδυασμό με την προσαρμοστικότητα των παραγωγών στις νέες εξελίξεις της τεχνολογίας και της αγοράς, οδηγεί σε συγκέντρωση του εργατικού

δυναμικού στον πρωτογενή τομέα. Είναι χαρακτηριστικό ότι στη γεωργία, που συνεισφέρει κατά 66% στο εισόδημα της Περιφέρειας από τον πρωτογενή τομέα, υπήρξαν κατά τα τελευταία 10-15 χρόνια σημαντικές μεταβολές τόσο στον όγκο της παραγωγής, όσο και στη διάρθρωση των καλλιεργειών (με πρώτα τα προΰντα από άποψη αύξησης το σκληρό σιτάρι και το βαμβάκι).

Κατά την περίοδο 1993-1997 φαίνεται μια σαφής τάση ενίσχυσης του τριτογενή τομέα και μείωσης του δευτερογενή, ενώ ο πρωτογενής τομέας παραμένει στο ίδιο επίπεδο (Δασκαλάκης και Τσακίρης, 1998).

Θα πρέπει να σημειωθεί όμως ότι στον τριτογενή τομέα παραγωγής αναμένεται σημαντική βελτίωση καθώς η ανάπτυξη του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας και κυρίως του τεχνολογικού κύκλου του, αποτελεί ένα σημαντικό πόλο παροχής παραγωγικών υπηρεσιών ο οποίος θα ενισχυθεί. Αυτή τη στιγμή το Πανεπιστήμιο διαθέτει 103 εργαστήρια εκ των οποίων τα 70 περίπου ήδη παρέχουν υπηρεσίες προς ιδιωτικούς και δημόσιους φορείς τοπικής και εθνικής κλίμακας. Πέρα από το Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας που έχει σημαντική ερευνητική δραστηριότητα, λειτουργεί στην Θεσσαλία και Τεχνολογικό Εκπαιδευτικό Ίδρυμα

Η Περιφέρεια επίσης διαθέτει σημαντικούς τουριστικούς πόρους (φυσικό περιβάλλον, παραδοσιακούς οικισμούς, αρχαιολογικούς χώρους) που συγκεντρώνονται κυρίως στην ανατολική παραλιακή ζώνη, τα νησιά και τις ορεινές ζώνες. Η μεγαλύτερη τουριστική ανάπτυξη παρατηρείται στην ευρύτερη περιοχή του Βόλου (Πήλιο και Σποράδες, με φαινόμενα κορεσμού στην περίπτωση της Σκιάθου και λιγότερο της Σκοπέλου), την περιοχή των Τεμπών και στην παράκτια ζώνη του Ν. Λάρισας, την περιοχή της Καλαμπάκας – Μετεώρων και τη Λίμνη Πλαστήρα.

Σημαντικό πρόβλημα για την περιοχή της Θεσσαλίας, αποτελεί η υποβάθμιση της ποιότητας των υδάτινων πόρων από την υπερεκμετάλλευση του νερού, η στρεβλή ανάπτυξη καθώς και οι ακατάλληλες μέθοδοι άρδευσης (Λουκάς και συν., 2003). Το πρόβλημα της υποβάθμισης των υπόγειων υδάτων, δεν αφορά μόνο τη γεωργία αλλά και τον τουρισμό και γενικότερα την ανάπτυξη της περιφέρειας. Στην αντιμετώπιση του προβλήματος, αναμένεται να συμβάλλει σημαντικά το έργο της εκτροπής του Αχελώου, που έχει στους στόχους του την ύδρευση σημαντικών οικιστικών συγκροτημάτων, την άρδευση 2.4 εκατομμυρίων στρεμμάτων και την αύξηση του υδάτινου δυναμικού του Πηνειού ποταμού, που θεωρείται πως θα βελτιώσει την ποιότητα και την ποσότητα των υπόγειων υδροφορέων. Ο θεωρητικός αντίλογος στην τέλεση του έργου αυτού, αντιπροτείνει την ορθή εκμετάλλευση των υπαρχόντων

φυσικών πόρων, την αναδιοργάνωση των υφισταμένων καλλιεργητικών μεθόδων, την αναδιοργάνωση των καλλιεργειών και την παράλληλη βελτίωση του υπάρχοντος αρδευτικού δικτύου. Η καλύτερη λύση, εκτιμάται πως θα είναι η σύνθεση των δυο εναλλακτικών (Δασκαλάκης και Τσακίρης, 1998).

Η Θεσσαλία, παρά τις σημαντικές δυνατότητές της, δεν έχει αναπτυχθεί στο επιθυμητό και εφικτό επίπεδο μέσα στον ελληνικό χώρο και μεταξύ των ευρωπαϊκών περιφερειών. Το κατά κεφαλήν ΑΕΠ είναι χαμηλότερο από το μέσο της χώρας και οπωσδήποτε από τα χαμηλότερα της ευρωπαϊκής ένωσης ενώ συν τοις άλλοις οι δείκτες ευημερίας δεν είναι πολύ υψηλοί. Ο τουρισμός, με εξαίρεση την περιοχή του Πηλίου, δεν είναι ανεπτυγμένος και η γεωργική και κτηνοτροφική παραγωγή δεν έχουν πλήρως προσαρμοστεί στις σύγχρονες δυνατότητες. Η σχετικά περιορισμένη διάθεση των κατοίκων για ανάληψη δυναμικών πρωτοβουλιών προς την κατεύθυνση της προώθησης αλλαγών και η μονίμως δευτερεύουσα θέση ή θέση δορυφόρου σε σχέση με την πρωτεύουσα προς το νότο και τη Θεσσαλονίκη προς βορρά ίσως, εξηγούν την υστέρηση αυτή.

Οι προοπτικές είναι ευνοϊκές για την ανάπτυξη του πρωτογενούς τομέα, αλλά και των λοιπών τομέων, λόγω της ύπαρξης πόρων και της προβλεπόμενης αντιμετώπισης σχετικών αναγκών (νερό, βελτίωση προσπελασιμότητας ακτών και ορεινών περιοχών), του ικανοποιητικής στάθμης διαθέσιμου, ανθρώπινου δυναμικού, καθώς και των αστικών εξυπηρετήσεων. Οι άξονες ανάπτυξης για την περιοχή είναι η προώθηση της αρδευόμενης γεωργίας (στροφή προς την καλλιέργεια προϊόντων για την οποία προβλέπεται αυξημένη ζήτηση, αξιοποίηση των προϊόντων με την επιτόπου μεταποίηση και εφαρμογή σύγχρονων μεθόδων έρευνας αγοράς) και του τουρισμού. Στρατηγικοί στόχοι είναι η βελτίωση του οδικού δικτύου, η προστασία του περιβάλλοντος καθώς και η βελτίωση του ανθρώπινου δυναμικού.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Στην παρούσα εργασία έγινε εκτίμηση του φαινομένου της ξηρασίας χρησιμοποιώντας το Δείκτη Αναγνώρισης Ξηρασίας (Reconnaissance drought index, RDI) με την βοήθεια της επιστήμης της τηλεπισκόπησης. Ο δείκτης Αναγνώρισης Ξηρασίας (RDI) παρέχει τη δυνατότητα εκτίμησης της ξηρασίας χρησιμοποιώντας δεδομένα βροχόπτωσης και εξατμισοδιαπνοής συσχετίζοντας με επιτυχία την αγροτική παραγωγή με την ξηρασία. Είναι ο καταλληλότερος δείκτης για την αξιολόγηση του κινδύνου της παροχής νερού για ψυχαγωγικές δραστηριότητες και τον προσδιορισμό ενός σχεδίου δράσης καταπολέμησης του φαινομένου της ξηρασίας.

Ο δείκτης RDI μπορεί να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας είτε συμβατικά είτε δορυφορικά δεδομένα. Ο υπολογισμός με συμβατικά δεδομένα έχει εφαρμοστεί με επιτυχία στο παρελθόν (Tsakiris and Vangelis, 2005; Tsakiris *et al.*, 2006). Η δορυφορική εφαρμογή του δείκτη πραγματοποιήθηκε για πρώτη φορά στην Ελλάδα με δορυφορικές εικόνες NOAA/ AVHRR 8 x 8 km, για το χρονικό διάστημα 1981-2001, σε έρευνα που βρίσκεται σε εξέλιξη (Kanellou *et al.*, 2008a; Kanellou *et al.*, 2008b).

Η παρούσα εργασία αποσκοπεί στην εκτίμηση ξηρασίας χωρικά στο υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας χρησιμοποιώντας δορυφορικές εικόνες που προέρχονται από τον δορυφόρο NOAA με χωρική διακριτική ικανότητα 1x1 km, η οποία παρέχει την δυνατότητα εκτίμησης του φαινομένου με μεγαλύτερη ακρίβεια και εγκυρότερα αποτελέσματα. Ο εκ νέου υπολογισμός του δείκτη στην περιοχή με μεγαλύτερης διακριτικής ικανότητας δορυφορικές εικόνες καθιστά την εφαρμογή καινοτόμο και δίνει τη δυνατότητα παροχής μεγαλύτερου πλήθους πληροφοριών στην περιοχή ενδιαφέροντος.

Η περιοχή μελέτης επιλέχθηκε βάση της ύπαρξης επαρκών δεδομένων, απαραίτητα για τον υπολογισμό του δείκτη. Βασικότερο κριτήριο όμως είναι ότι η Θεσσαλία είναι μια κατ' εξοχήν αγροτική περιοχή όπου το φαινόμενο της ξηρασίας επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό ένα μεγάλο σύνολο του πληθυσμού.

Θεωρείται απαραίτητο πριν την ανάλυση της μεθοδολογίας να γίνει μια σύντομη αναφορά στα χαρακτηριστικά και τις ιδιότητες της Τηλεπισκόπησης

για την καλύτερη κατανόηση της εφαρμογής που μελετήθηκε στην παρούσα εργασία.

3.1. Τηλεπισκόπηση

Τηλεανίχνευση είναι η μελέτη των ιδιοτήτων ενός αντικειμένου από μακριά με την βοήθεια των ανθρώπινων αισθήσεων ή τεχνητών μέσων. Η τηλεανίχνευση έχει συνδεθεί αποκλειστικά με τη μελέτη της επιφάνειας της γης και της ατμόσφαιρας από δορυφορικά δεδομένα και την μετατροπή τους σε εικόνες από τις οποίες εξάγονται συμπεράσματα. Σε περιπτώσεις που η μελέτη αυτή γίνεται με καταγραφή της φυσικής ακτινοβολίας των αντικειμένων από παθητικούς δείκτες, η τηλεανίχνευση ονομάζεται **τηλεπισκόπηση**. Στην Αγγλική βιβλιογραφία χρησιμοποιείται ο ευρύτερος όρος **remote sensing** (τηλεαίσθηση) και στην Γαλλική ο όρος *te'le 'detection* (τηλεανίχνευση) (Μουτσούλας, 1993).

Η λέξη τηλεπισκόπηση συντίθεται από το αρχαίο επίρρημα «τηλέ» (=από μακριά) και το ρήμα «επισκοπέω-ώ» που σημαίνει εξετάζω, βλέπω από ψηλά, επιθεωρώ. Η τηλεπισκόπηση καταγράφει τοπία (εικόνες) από το φως που αντανακλάται πάνω σε αυτές, από την θερμοκρασία που εκπέμπεται σε αυτές αλλά και με την παραγωγή ήχου που εκπέμπεται και ανάλυση αυτών. Ασχολείται με τη συλλογή του υπέργειου, επίγειου και υπόγειου περιβάλλοντος για την εξαγωγή πληροφοριών χρήσιμων στην κατανόηση, προστασία και διαχείριση του φυσικού και ανθρώπινου περιβάλλοντος. Σε πολλές εφαρμογές των περιβαλλοντικών επιστημών, η τηλεπισκόπηση παρέχει πληροφορίες σε θεωρητικές και εφαρμοσμένες έρευνες σε χωρικές κλίμακες που δεν είναι διαθέσιμες από τεχνικές συμβατικών ψηφιακών μετρήσεων (Δαλέζιος, 2004).

Με τον όρο Τηλεπισκόπηση εννοείται η επιστήμη της συλλογής, ανάλυσης και ερμηνείας της πληροφορίας γύρω από ένα στόχο για την αναγνώριση και μέτρηση των ιδιοτήτων του, εξετάζοντας τις αλληλεπιδράσεις του με την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία, χωρίς στην πραγματικότητα ο ερευνητής να έρθει σε απευθείας επαφή με αυτόν (Μέρτικας, 1999). Έτσι η τηλεπισκόπηση μπορεί να αποδοθεί και ως η αναγνώριση ενός αντικειμένου από απόσταση (Avery and Berlin, 1992).

Η τηλεπισκόπηση περιλαμβάνει 3 τμήματα: τους στόχους που συνιστούν τα υπό μελέτη αντικείμενα ή τα φαινόμενα μιας περιοχής, τη συλλογή δεδομένων με τη χρήση ορισμένων οργάνων και την ανάλυση και ερμηνεία των δεδομένων. Ο ορισμός της τηλεπισκόπησης είναι πολύ ευρύς. Παραδείγματα μετρήσεων τηλεπισκόπησης

περιλαμβάνουν τη συμβατική φωτογραφία, την αεροφωτογραφία, τη λήψη εικόνων με Radar, τις μετρήσεις βαρύτητας κλπ. Στην πράξη όμως οι μελέτες τηλεπισκόπησης περιορίζονται μόνο σε συστήματα απεικονίσεων ή εικόνων, όπως αεροφωτογραφίες και δορυφορικές εικόνες.

3.1.1. Τροχιές δορυφόρων

Η παρακολούθηση του περιβάλλοντος μπορεί να επιτευχθεί με συνδυασμό δορυφόρων που φέρουν μεγάλο αριθμό αισθητήρων. Η χρονική διακριτική ικανότητα καθορίζεται από την επιλογή της κατάλληλης τροχιάς. Οι τροχιακές σχέσεις δορυφόρων επηρεάζονται από πολλούς παράγοντες, όπως η σχέση μεταξύ των υψών των δορυφόρων και της διάρκειας ζωής πριν από την επανείσοδο στην γήινη ατμόσφαιρα. Οι δορυφόροι σε χαμηλές τροχιές επηρεάζονται από την έλξη της ανώτερης ατμόσφαιρας που είναι αποτέλεσμα της βαρυτικής έλξης (πίνακας 3.1).

Πίνακας 3.1. Σχέσεις μεταξύ του μέσου ύψους δορυφόρων σε σχεδόν κυκλική τροχιά και της διάρκειας ζωής των (Barrett and Curtis, 1992).

Ύψος πάνω από την επιφάνεια της γης (km)	Διάρκεια ζωής
250	12 μέρες
500	10 χρόνια
600	50 χρόνια
1000	1000 χρόνια
10000	Απροσδιόριστος

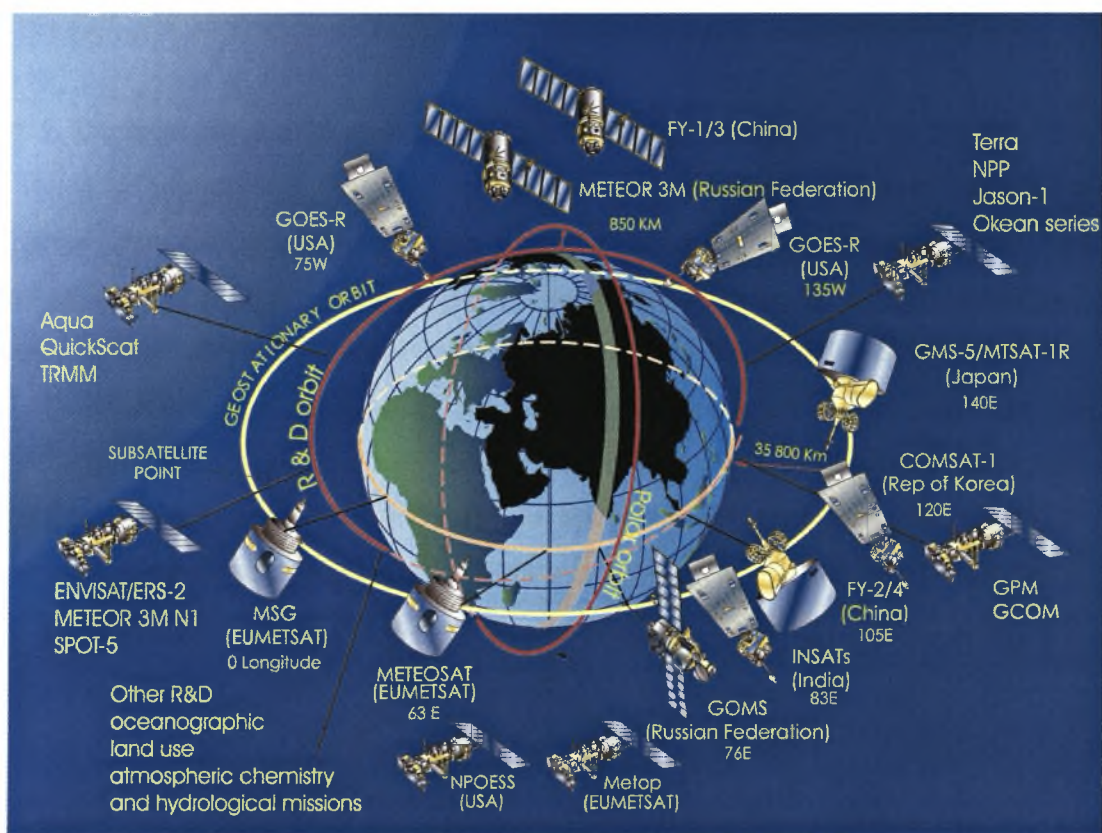
Όπως συμπεραίνεται από τα παραπάνω υπάρχουν κατώτερα όρια κάτω από τα οποία ένας δορυφόρος δεν μπορεί να λειτουργήσει. Οι περισσότεροι τηλεπισκοπικοί δορυφόροι λειτουργούν μεταξύ 800-1500 km και λίγοι στα 36000 km. Στην πρώτη κατηγορία ανήκουν οι πολικής ή σχεδόν-πολικής τροχιάς δορυφόροι. Στην δεύτερη κατηγορία ανήκουν οι γεωστάσιμοι δορυφόροι.

Σήμερα, υπάρχει ένας μεγάλος αριθμός δορυφορικών συστημάτων ο οποίος αναμένεται να αυξηθεί τα επόμενα χρόνια. Η ταξινόμηση των συστημάτων αυτών μπορεί να γίνει βάσει διαφόρων κριτηρίων. Ένα βασικό κριτήριο είναι το μήκος κύματος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που κατατάσσει τα συστήματα σε ευαίσθητα στην ορατή περιοχή του φάσματος, στην υπέρυθρη και στην περιοχή των μικροκυμάτων. Άλλος τρόπος είναι η ταξινόμηση σε:

- Ενεργητικά συστήματα
- Παθητικά συστήματα

Τα ενεργητικά συστήματα περιλαμβάνουν τα τηλεπισκοπικά συστήματα απεικόνισης που εκπέμπουν ενέργεια και καταγράφουν την ανακλώμενη. Τα παθητικά συστήματα καταγράφουν την φυσική ανακλώμενη ή εκπεμπόμενη ακτινοβολία. Η απόδοση τους όμως περιορίζεται από την παρουσία νεφών, ομίχλης, καπνού και σκότους.

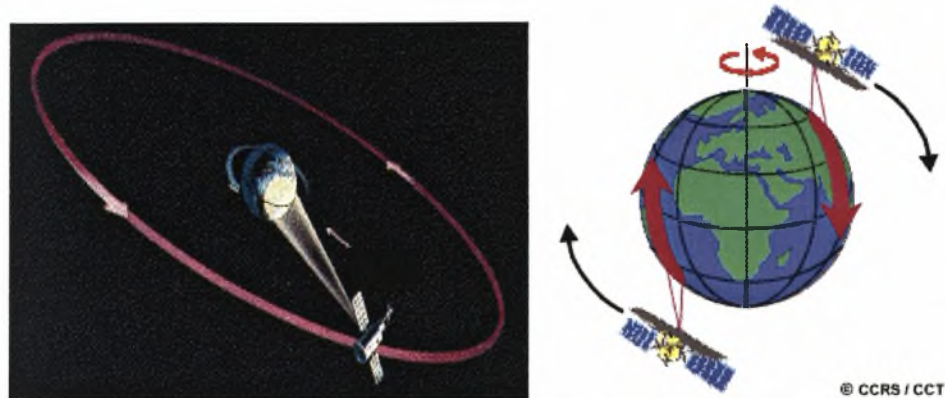
Το παγκόσμιο δίκτυο μετεωρολογικών δορυφόρων (εικόνα 3.1) περιλαμβάνει ένα αστερισμό από τουλάχιστον πέντε δορυφόρους κατανεμημένους σε ίσες αποστάσεις γύρω από τον ισημερινό και τουλάχιστον δυο δορυφόρους σε πολική τροχιά.



Εικόνα 3.1. Παγκόσμιο δίκτυο μετεωρολογικών δορυφόρων.

Οι δορυφόροι πολικής τροχιάς (800-1500km) παρέχουν εικόνες μεγαλύτερης ανάλυσης από εκείνες των γεωστατικών δορυφόρων (36.000km), αφού πετούν σε χαμηλότερο ύψος πράγμα που επιτρέπει την καλύτερη αναγνώριση των διάφορων εδαφικών χαρακτηριστικών (εικόνα 3.2). Από την άλλη, οι γεωστατικοί δορυφόροι έχουν το πλεονέκτημα της κάλυψης σχεδόν ολόκληρου ημισφαιρίου παρέχοντας μια

πληρέστερη εικόνα των μετεωρολογικών συστημάτων σε δεδομένο χρόνο. Το πολυφασματικό ραδιόμετρο λειτουργεί σε τρεις φασματικές περιοχές. Η χωρική διακριτική ικανότητα του ραδιομέτρου είναι 5 km στο υπέρυθρο και 2.5 km στο ορατό (Δαλέζιος, 2004).



Εικόνα 3.2. Απεικόνιση γεωστάσιμης (αριστερά) και πολικής τροχιάς δορυφόρου (δεξιά).



3.1.2. Χαρακτηριστικά δορυφόρου NOAA

Οι δορυφορικές εικόνες μπορούν να υποστούν επεξεργασία μέσω ηλεκτρονικών υπολογιστών με την χρήση εξειδικευμένων λογισμικών για την εξαγωγή πληροφοριών ανάλογα με το αντικείμενο εφαρμογής (μετεωρολογία, γεωπονία κλπ). Ο πιο συνηθισμένος τρόπος λήψης τηλεπισκοπικών δεδομένων είναι με απλή σάρωση (single-overpass – δεδομένα που συλλέγονται από ένα πέρασμα του δορυφόρου), που σχηματίζει την δορυφορική εικόνα. Οι δορυφορικές εικόνες που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία προέρχονται από τον δορυφόρο NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) γιατί εκτός του οι παρέχουν καθημερινή κάλυψη όλης της Ελλάδας, τα στοιχεία είναι ευρέως διαθέσιμα χωρίς κόστος μέσου του διαδικτύου.



Εικόνα 3.3. Περιοχές σάρωσης του AVHRR για ένα πέρασμα του ζεύγους των δορυφόρων NOAA πάνω από την Ευρώπη.

Τον Απρίλιο του 1960 εκτοξεύτηκε από τις ΗΠΑ ο πρώτος δορυφόρος της σειράς TIROS (Television and InfraRed Observation Satellite). Οι δορυφόροι της σειράς TIROS μετονομάσθηκαν δορυφόροι NOAA. Η τροχιά των δορυφόρων αυτών βρίσκεται σε απόσταση 850 km από την επιφάνεια της γης και είναι σχεδόν πολική, ηλιοσύγχρονοι με κλίση $98,7^\circ$ και περίοδο περιστροφής γύρω από την γη 102 λεπτά, κάνοντας έτσι 14,1 τροχιές την ημέρα. Οι δορυφόροι που βρίσκονται σήμερα σε λειτουργία είναι οι NOAA-11, NOAA-12 και NOAA-14.

Η σειρά των δορυφόρων NOAA μεταφέρει όργανα για τον καθορισμό μετεωρολογικών παραμέτρων (υγρασίας, νεφοκάλυψης κ.ά), την μελέτη του ενεργειακού ισοζυγίου της γης, τον υπολογισμό της συγκέντρωσης όζοντος και της ηλιακής ακτινοβολίας και την λήψη εικόνων επιφάνειας. Μεταξύ αυτών το Προηγμένο Ραδιόμετρο Πολύ Υψηλής Διακριτικής Ικανότητας (AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer) έχει μέγιστη χωρική διακριτική ικανότητα 1,1 km στο ναδίρ (της επιφάνειας κατόπτρευσης). Το AVHRR καταγράφει την ακτινοβολία που φτάνει σε αυτό σε πέντε φασματικές περιοχές:

- Κανάλι 1 (0,58-0,68 μm , ορατό)
- Κανάλι 2 (0,72-1,10 μm , εγγύς υπέρυθρο)
- Κανάλι 3 (3,55-3,93 μm , μέσο υπέρυθρο)
- Κανάλι 4 (10,5-11,3 μm , θερμικό υπέρυθρο)
- Κανάλι 5 (11,5-12,5 μm , θερμικό υπέρυθρο)

Υπάρχουν τρεις βασικές μορφές των δεδομένων AVHRR

- **LAC (Local Area Coverage)** – δεδομένα που καταγράφονται πάνω στο δορυφόρο, με χωρική διακριτική ικανότητα περίπου 1,1km.
- **HRPT (High Resolution Picture Transmission)** – απευθείας μετάδοση των δεδομένων AVHRR, σε πραγματικό χρόνο, με την ίδια χωρική διακριτική ικανότητα όπως τα LAC.
- **GAC (Global Area Coverage)** – δεδομένα που παράγονται από τα δεδομένα LAC, χρησιμοποιώντας μόνο μία κάθε τρεις γραμμές σάρωσης. Τα δεδομένα GAC έχουν χωρική διακριτική ικανότητα περίπου 4km.

Τα δεδομένα AVHRR χρησιμοποιούνται ευρύτατα για την χαρτογράφηση της βλάστησης, την ανάλυση της υγρασίας και θερμοκρασίας του εδάφους, τον εντοπισμό πυρκαγιών, την παρακολούθηση πλημμύρων, την παρακολούθηση

αμμοθυελλών στην έρημο, καθώς και για διάφορες γεωλογικές εφαρμογές, την παρατήρηση ηφαιστειακών εκρήξεων, την χαρτογράφηση δικτύων αποστράγγισης και διάφορων άλλων φυσιογραφικών χαρακτηριστικών.



Εικόνα 3.4. Δορυφόρος NOAA σε τροχιά γύρω από τη Γη.

3.1.3. Ηλεκτρομαγνητική Ακτινοβολία

Η εκπομπή, μεταφορά ή απορρόφηση της ενέργειας από ένα σώμα με ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία (ΗΜΑ) δεν συμβαίνει σε ένα μήκος κύματος, αλλά εκτείνεται σε μήκη κύματος από λίγα μm σε km. Ανάλογα με την περιοχή του φάσματος στην οποία αναφερόμαστε, έχουν δοθεί ορισμένα χαρακτηριστικά ονόματα. Έτσι έχουμε την υπεριώδη περιοχή, τις ακτίνες X, την ορατή περιοχή, την περιοχή των ραδιοκυμάτων κτλ. Αναλυτικότερα οι περιοχές που σχετίζονται με την τηλεπισκόπηση είναι:

- Ακτίνες γ (<0.03 nm)
- Ακτίνες X (0.03-3 nm)
- Υπεριώδεις (3 nm-0.4 μm)
- Ορατή (0.4-0.7 μm)
- Υπέρυθρη (0.7-300 μm)

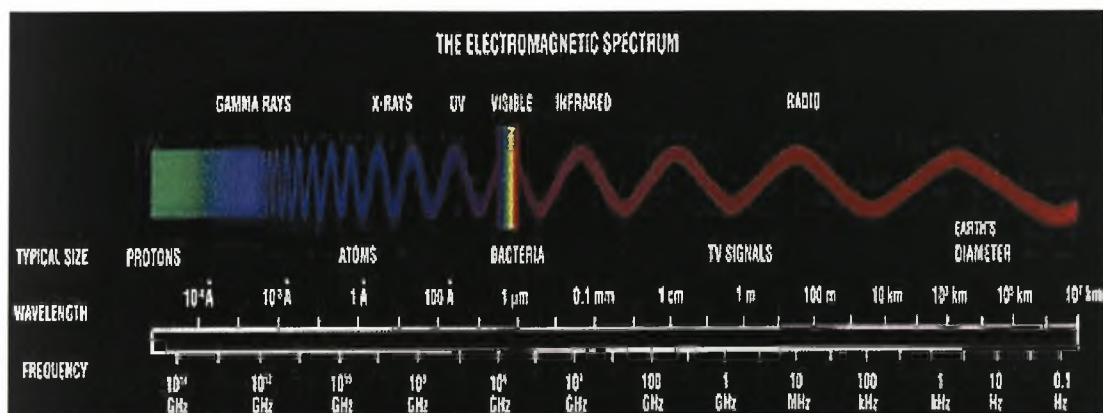
- Μικροκύματα (0.3-300 cm)
- Ραδιοκύματα (0.3-300 cm)

Τα ορατά μήκη κύματος είναι αυτά που καλύπτουν την περιοχή 0.4-0.7 μm και θα πρέπει να επισημανθεί ότι είναι η μόνη περιοχή που μπορεί να συνδεθεί με κάποιο πραγματικό χρώμα. Αναλυτικότερα φαίνονται στον πίνακα 3.2.

Πίνακας 3.2. Περιοχές φάσματος και αντίστοιχα μήκη κύματος .

Περιοχή Φάσματος	Μήκος Κύματος
Ιώδες	0.4-0.446 μm
Μπλε	0.446-0.500 μm
Πράσινο	0.500-0.578 μm
Κίτρινο	0.578-0.592 μm
Πορτοκαλί	0.592-0.620 μm
Κόκκινο	0.620-0.7 μm

Η λήψη δορυφορικών δεδομένων είναι δυνατή σε πολλές περιοχές του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος (ΗΜΦ) (Σχήμα 3.3), όπως υπεριώδες (UV), ορατό (VIS), κοντινό υπέρυθρο (NIR), μικρού μήκους κύματος (SWIR), μέσο υπέρυθρο (MIR), θερμικό υπέρυθρο (TIR), και μικροκύματα (MV) (Δαλέζιος, 2004). Τα στοιχεία αυτά μπορούν να εισαχθούν σε μετεωρολογικά ή υδρολογικά μοντέλα ή να συνδυαστούν με άλλες. Οι μετρήσεις του ΗΜΦ γίνονται συνήθως μέσω δορυφόρων, αεροσκαφών, εδαφικών συστημάτων και γενικότερα σε απόσταση από τον στόχο. Οι δορυφορικές εικόνες καταγράφονται από αισθητήρες με τους οποίους είναι εξοπλισμένοι οι δορυφόροι.



Εικόνα 3.5. Το φάσμα της Ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.

Ένα από τα σημαντικότερα χαρακτηριστικά των δορυφορικών εικόνων είναι οι διακριτικές ικανότητες. Οι διακριτικές ικανότητες προσδιορίζουν τους αισθητήρες των δορυφόρων και αποτελούν καθοριστικό παράγοντα στην επιλογή εικόνων ανάλογα με την εφαρμογή.

Οι περισσότερες δορυφορικές εικόνες σχηματίζονται από σειρές και στήλες εικονοστοιχείων (pixels) τα οποία είναι τα μικρότερα στοιχεία κάθε εικόνας. Η **χωρική διακριτική ικανότητα** αναφέρεται στο μέγεθος των εικονοστοιχείων (pixel) από τα οποία αποτελείται η εικόνα. Η **χρονική διακριτική ικανότητα** αναφέρεται στην συχνότητα επανάληψης λήψεως δεδομένων από τον δορυφόρο. Η διακριτική αυτή ικανότητα είναι σημαντική επειδή δίνει την δυνατότητα διαχρονικής παρακολούθησης δεδομένων και περιβαλλοντικών παραμέτρων. Η **ραδιομετρική διακριτική ικανότητα** προσδιορίζει την ευαισθησία του μέσου στην ΗΜΑ, δηλαδή περιγράφει την δυνατότητα του συστήματος να διακρίνει μεταξύ μικρών διαφορών της ανιχνευόμενης ενέργειας. Η **φασματική διακριτική ικανότητα** περιγράφει την ικανότητα του αισθητήρα να καταγράψει την πληροφορία σε διαφορετικές περιοχές του ΗΜΦ. Έτσι όσο πιο πολλά κανάλια χρησιμοποιεί ο αισθητήρας τόσο μεγαλύτερη είναι η διακριτική ικανότητα του.

Μεταξύ των παραπάνω εννοιών υπάρχει στενή σχέση και είναι γνωστό ότι η προσπάθεια για βελτίωση ενός από τα μεγέθη αυτά, θα έχει αρνητικό αποτέλεσμα στις τιμές των άλλων (Μουτσούλας, 1993).

Η τηλεπισκόπηση της επιφάνειας του εδάφους λαμβάνει χώρα σε μήκη κύματος του ΗΜΦ στα οποία το φως μπορεί να διαπεράσει την ατμόσφαιρα χωρίς ιδιαίτερες αλληλεπιδράσεις. Εκεί όπου η ΗΜΑ διαπερνά την ατμόσφαιρα έχουμε τα ατμοσφαιρικά παράθυρα και αναφέρονται στο φασματικό εύρος στο οποίο η ακτινοβολία που καταγράφεται από τα τηλεπισκοπικά όργανα περιέχει πληροφορίες για την επιφάνεια της γης. Οι περιοχές αυτές είναι καθοριστικές για τον σχεδιασμό των αισθητήρων που χρησιμοποιούνται στην Τηλεπισκόπηση.

Αυτά τα ατμοσφαιρικά παράθυρα ορίζονται από τα συστατικά της γήινης ατμόσφαιρας. Υπάρχουν κάποια αέρια που σε συγκεκριμένα μήκη κύματος απορροφούν όλη την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία, απαγορεύοντας την χρήση αυτών των περιοχών στην τηλεπισκόπηση.

3.1.4. Η τηλεπισκόπηση στην ανακλώμενη περιοχή του ΗΜΦ

Η ανακλώμενη περιοχή του ΗΜΦ κυμαίνεται από τα 0.4 έως 3.75 μm και υποδιαιρείται στο ορατό (0.4-0.7 μm), στο κοντινό υπέρυθρο (0.7-1.1 μm) και στο μέσο υπέρυθρο (1.1-3.75 μm). Η ορατή περιοχή του ΗΜΦ είναι αυτή την οποία αισθάνεται το ανθρώπινο μάτι με αποτέλεσμα την ικανότητα της όρασης. Οι διαφορετικές ανακλαστικές ιδιότητες των υλικών και επιφανειών έχουν ως αποτέλεσμα τον διαχωρισμό των χρωμάτων στο ορατό φάσμα του ΗΜΦ.

Το ποσοστό φυτοκάλυψης είναι μια από τις συνιστώσες που ορίζουν την ισχύ του σήματος στην ανακλώμενη περιοχή του ΗΜΦ. Υπάρχουν όμως και άλλοι σημαντικοί παράγοντες που επηρεάζουν την τελική τιμή του εικονοστοιχείου (pixel). Σε αυτούς περιλαμβάνεται και η γεωμετρία των θέσεων ήλιου - στόχου - αισθητήρα. Αυτός ο παράγοντας ελέγχει την συνεισφορά του ποσοστού σκίασης στο σήμα. Η σκίαση μπορεί να είναι αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης του ήλιου με την τοπογραφία και το ανάγλυφο της περιοχής και να επηρεάζεται από τις σκιάσεις που προκαλεί η βλάστηση. Άλλοι παράγοντες που επηρεάζουν την ισχύ του σήματος στην ανακλώμενη περιοχή του ΗΜΦ, είναι οι μεταβολές στο χρώμα του εδάφους, στο σήμα παρατήρησης σε σχέση με τις μεταβολές της ατμοσφαιρικής συνιστώσας του σήματος, εμπεριέχοντας σε αυτές και τα υδάτινα κατακρημνίσματα (Choudhury and DiGirolamo, 1995; Hobbs, 1997) καθώς και οι μεταβολές στην απόκριση του αισθητήρα με την πάροδο του χρόνου.

3.1.5. Η τηλεπισκόπηση στη θερμική περιοχή του ΗΜΦ

Η θερμική περιοχή του ΗΜΦ αναφέρεται στο φασματικό εύρος από 3.75-12.5 μm . Η ενέργεια της ακτινοβολίας που συλλέγεται από τους τηλεπισκοπικούς αισθητήρες εκπέμπεται από την επιφάνεια της γης, τους ωκεανούς και τους ανώτερους νεφικούς σχηματισμούς και είναι συνάρτηση της επιφανειακής θερμοκρασίας. Μέχρι σήμερα έχουν αναπτυχθεί πολλά μοντέλα τα οποία επιτρέπουν τον υπολογισμό της επιφανειακής θερμοκρασίας με την χρήση τηλεπισκοπικών δεδομένων από την θερμική περιοχή.

Η τηλεπισκόπηση στην θερμική περιοχή του ΗΜΦ συμβάλει στην παρατήρηση της κατάστασης του επιφανειακού ενεργειακού ισοζυγίου σε σχεδόν πραγματικό χρόνο. Το επιφανειακό ενεργειακό ισοζύγιο εξαρτάται από την καθαρή ακτινοβολία που προσκρούει στην επιφάνεια. Στην επιφάνεια του εδάφους η καθαρή ακτινοβολία, σε όλα τα μήκη κύματος, βρίσκεται σε ισορροπία με την αισθητή, την

λανθάνουσα και την εδαφική ροή θερμότητας. Σε μεγάλες χρονικές περιόδους η εδαφική θερμική ροή θεωρείται μηδενική και το επιφανειακό ενεργειακό ισοζύγιο αντιπροσωπεύει την ισορροπία μεταξύ της αισθητής και της λανθάνουσας ροής θερμότητας. Κατά την διάρκεια της ημέρας η μετρούμενη επιφανειακή θερμοκρασία στην επιφάνεια της γης είναι, εν μέρει, εξαρτημένη από τις σχετικές ποσότητες της αισθητής και της λανθάνουσας ροής θερμότητας.

Το επιφανειακό ενεργειακό ισοζύγιο σε οποιαδήποτε χρονική στιγμή δίνεται από την εξίσωση (Mac Vicar and Jupp, 1998):

$$R_n = \lambda E + H + G \quad (3.1)$$

όπου:

R_n είναι η καθαρή ακτινοβολία σε όλα τα μήκη κύματος

E είναι η εξατμισοδιαπνοή των υδρατμών

λ είναι η λανθάνουσα θερμότητα της εξάτμισης του νερού

H είναι η αισθητή ροή θερμότητας

G είναι η εδαφική ροή θερμότητας

Το λE αναφέρεται στο ποσό της ενέργειας που χρειάζεται για την μετάβαση μιας συγκεκριμένης ποσότητας ύδατος από την υγρή στην αέρια μορφή είτε με εξάτμιση είτε με διαπνοή.

Η θερμική περιοχή του ΗΜΦ μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την παρακολούθηση της θερμοκρασίας εδάφους. Ο δείκτης που εξάγεται από τα δεδομένα του θερμικού καναλιού ονομάζεται αναγνωριστικός δείκτης ξηρασίας (Reconnaissance drought index - RDI) και μπορεί να είναι πολύ χρήσιμος στην εκτίμηση των περιβαλλοντικών συνθηκών μιας περιοχής.

3.2.Βάση Δεδομένων και περιοχή μελέτης

Οι εικόνες που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία προέρχονται από λήψεις του δορυφόρου πολιτικής τροχιάς NOAA/AVHRR. Καλύπτουν όλη την Ελλάδα με χωρική διακριτική ικανότητα εικονοστοιχείου 1x1 km. Η βάση δεδομένων αποτελείται από 134 μηνιαίες εικόνες LST που αντιστοιχούν στη χρονική περίοδο από τον Ιανουάριο του 1998 έως το Μάιο του 2008. Τέλος χρησιμοποιήθηκαν και επίγεια δεδομένα θερμοκρασίας από το μετεωρολογικό σταθμό της Λάρισας, για την ίδια χρονική περίοδο. Ακολουθεί μια σύνοψη των χαρακτηριστικών της υπό εξέταση περιοχής που αναπτύχθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο.

Ως περιοχή μελέτης για την εφαρμογή των δεικτών επιλέχθηκε το υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας. Η Θεσσαλία είναι πεδινή περιοχή και περιβάλλεται από βουνά. Συγκεκριμένα: ανατολικά, κατά μήκος της ακτογραμμής που βρέχεται από το Αιγαίο πέλαγος περιβάλλεται από το βουνό Όσσα, αρκετά νότια, στο νομό Μαγνησίας από το βουνό Πήλιο, βόρεια από τον Όλυμπο, δυτικά από την οροσειρά της Πίνδου και νότια από την οροσειρά του Όθρη. Διάφοροι ποταμοί, που συγκεντρώνονται και διαμορφώνουν τον Πηνειό, ρέουν από τα περιβάλλοντα βουνά προς τις πεδιάδες. Λόγω των μεγάλων πεδινών εκτάσεων, η Θεσσαλία αποτελεί μια εύφορη περιοχή και, μεταξύ άλλων, ένα μεγάλο προμηθευτή γεωργικών προϊόντων. Στη δυτική πλευρά της Θεσσαλίας το κλίμα είναι ηπειρωτικό, με κρύους χειμώνες, πολύ θερμά καλοκαίρια και άρα με πολύ μεγάλη θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ αυτών των δύο εποχών. Στην ανατολική πλευρά το κλίμα είναι θερμό μεσογειακό. Τα καλοκαίρια στην Θεσσαλία είναι συνήθως πολύ θερμά και ξηρά και πολλές φορές κατά τον Ιούλιο και Αύγουστο οι θερμοκρασίες μπορεί να ξεπεράσουν τους 40° C. Γενικά οι βροχοπτώσεις είναι σπάνιες από τον Ιούλιο και τον Αύγουστο ενώ οι ημέρες είναι θερμές και ξηρές, φαινόμενο συνηθισμένο για το μεσογειακό κλίμα. Οι περιοχές που βρίσκονται στα βουνά είναι πολύ πιο δροσερές με αξιοσημείωτη βροχόπτωση. Ένα άλλο σημαντικό χαρακτηριστικό του κλίματος της πεδιάδας Θεσσαλίας είναι οι συχνές καταιγίδες κατά την Άνοιξη και το Καλοκαίρι. Αυτά τα φαινόμενα έχουν επιπτώσεις ειδικότερα στις γεωργικές δραστηριότητες αυτής της περιοχής.

3.3.Αναγνωριστικός δείκτης ξηρασίας (Reconnaissance drought index)

Στη συγκεκριμένη εφαρμογή χρησιμοποιήθηκε χρονοσειρά μηνιαίων εικόνων LST για τα υδρολογικά έτη 1998-2005. οι εικόνες που χρησιμοποιήθηκαν και επεξεργάστηκαν ήταν όλες τύπου NOAA/AVHRR με χωρική διακριτική ικανότητα 1x1 km.

Ο αναγνωριστικός δείκτης ξηρασίας RDI υπολογίζεται από τις τιμές της βροχόπτωσης και της εξατμισοδιαπνοής (Tsakiris and Vangelis, 2005). Η αρχική τιμή του δείκτη υπολογίζεται για έναν συγκεκριμένο μήνα του έτους (k), από την ακόλουθη εξίσωση:

$$a_k = \frac{\sum_{j=1}^{j=k} P_j}{\sum_{j=1}^{j=k} PET_j} \quad (3.2)$$

Όπου P_j και PET_j η βροχόπτωση και η δυνητική εξατμισοδιαπνοή αντίστοιχα, για έναν συγκεκριμένο μήνα (j) ενός υδρολογικού έτους. Συγκεκριμένα για την περιοχή της Μεσογείου το υδρολογικό έτος ξεκινάει τον Οκτώβριο. Επομένως, όταν $k=1$ αντιστοιχεί στον μήνα Οκτώβριο. Η εξίσωση (3.2) μπορεί να υπολογιστεί για οποιαδήποτε περίοδο του έτους. Μπορεί επίσης να μην ξεκινάει από τον μήνα Οκτώβριο αν αυτό είναι αναγκαίο.

Ο δείκτης RDI εκφράζεται με δύο διαφορετικούς τύπους:

- Normalised RDI (ομαλοποιημένος)

$$RDI_{sl}(k) = \frac{y_k - \bar{y}_k}{\sigma_k} \quad (3.3)$$

- Standardised RDI (τυποποιημένος)

$$RDI_n(k) = \frac{a_k}{\bar{a}_k} - 1 \quad (3.4)$$

όπου a_k η αρχική τιμή για κάθε μήνα, \bar{a}_k η μέση τιμή του a_k , y_k είναι το $\ln a_k$ και σ_k η απόκλιση.

Ο αναγνωριστικός δείκτης ξηρασίας μπορεί να υπολογιστεί για οποιαδήποτε χρονική περίοδο (π.χ. 1 μήνας, 2 μήνες κλπ) και η κατ' εκτίμηση αξία είναι πάντα κατανοητή. Παρέχει συγκρίσιμα αποτελέσματα μέσα σε μια μεγάλη γεωγραφική περιοχή. Συνήθως οι ξηρασίες συνοδεύονται με υψηλές θερμοκρασίες, με συνέπεια υψηλότερο ποσοστά εξατμισοδιαπνοής. Επομένως, ο RDI αναμένεται να είναι ένας πιο ευαίσθητος δείκτης σε σχέση με άλλους δείκτες που λαμβάνουν υπόψη μόνο την βροχόπτωση. Είναι δυνατή η σύγκριση του με το δείκτη ξηρότητας (Aridity index) του FAO, επομένως, μπορεί να είναι άμεσα συνδεδεμένος με τους κλιματολογικούς όρους της περιοχής και τέλος, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τους όρους «αστάθειας κλίματος», για να εξετάσει την επίδραση των αλλαγών διαφόρων κλιματολογικών παραγόντων στην ξηρασία και την ερήμωση.

Από τα παραπάνω θα μπορούσε να ειπωθεί συμπερασματικά ότι ο αναγνωριστικός δείκτης ξηρασίας είναι ο ιδανικός δείκτης για τον προσδιορισμό της δριμύτητας της ξηρασίας για μια μεγάλη λεκάνη απορροής, κυρίως Μεσογειακού χαρακτήρα, δίνοντας παράλληλα αξιόπιστα αποτελέσματα (Tsakiris *et al.*, 2006).

Όπως προαναφέρθηκε ο αναγνωριστικός δείκτης ξηρασίας RDI μπορεί να υπολογιστεί για οποιαδήποτε περίοδο του έτους. Πολύ ενδιαφέροντα είναι τα αποτελέσματα αν η χρονική περίοδος εξέτασης συμπίπτει με την εποχή ανάπτυξης της σοδειάς ή άλλες περιόδους που σχετίζονται με «ευαίσθητα» στάδια της ανάπτυξης των φυτών. Τότε ο δείκτης RDI μπορεί να συνδέσει με επιτυχία την αναμενόμενη απώλεια από την ανάπτυξη των φυτών με την εμφάνιση του κινδύνου της ξηρασίας στον αγροτικό τομέα.

Όπως έχουν δείξει προηγούμενες μελέτες η βροχόπτωση δεν συσχετίζεται απόλυτα με την αγροτική παραγωγή (Tsakiris and Vangelis, 2005). Ο συνυπολογισμός της εξατμισοδιαπνοής (PET) στην εξαγωγή του RDI εξασφαλίζει την εγκυρότητα των αποτελεσμάτων καθώς και την συσχέτιση της αγροτικής παραγωγής με φαινόμενα ξηρασίας. Η εξατμισοδιαπνοή είναι πολύ πιθανό να απεικονίζει και την ανθρωπογενή δραστηριότητα. Επομένως ο RDI αναμένεται να είναι ο καταλληλότερος δείκτης για την αξιολόγηση του κινδύνου της παροχής νερού για π.χ. ψυχαγωγικές δραστηριότητες κατά την διάρκεια ενός έτους σε μια περιοχή όπου παρουσιάζεται το φαινόμενο της ξηρασίας.

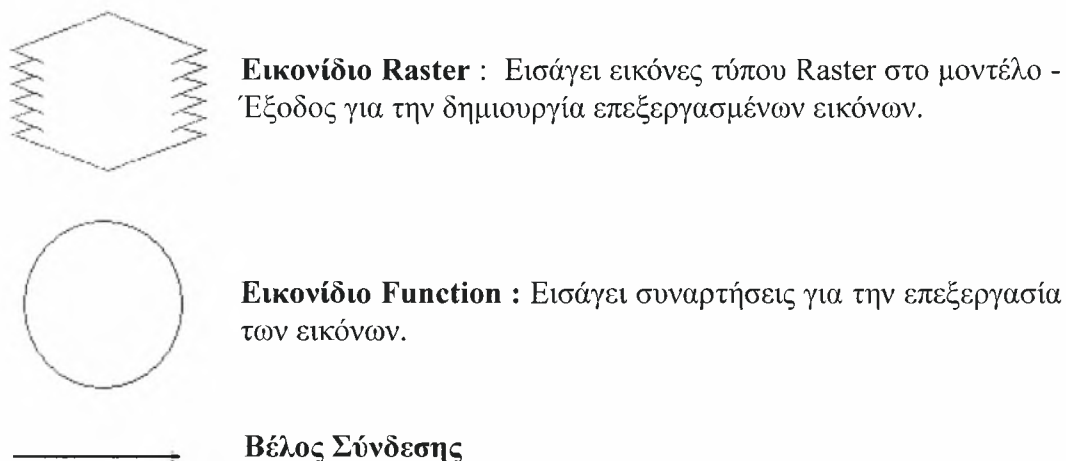
Στη συγκεκριμένη εργασία επιλέχθηκε η εφαρμογή του δείκτη RDI_{st} (standardized) και υπολογίστηκε για το χρονικό διάστημα 3, 6, 9 και 12 μηνών από τον Οκτώβριο του 1998 έως και το Σεπτέμβριο του 2005 για όλη την περιοχή μελέτης.

3.4. Προ-επεξεργασία δεδομένων

Κατά το στάδιο της προ-επεξεργασίας των δεδομένων έγινε η συλλογή και επεξεργασία όλων των απαραίτητων δεδομένων, δορυφορικών και επίγειων, για τον υπολογισμό του δείκτη RDI. Αρχικά, πραγματοποιήθηκε αποσυμπίεση των εικόνων, διότι ήταν υπό συμπιεσμένη μορφή, και στη συνέχεια έγινε η εισαγωγή τους στο πρόγραμμα επεξεργασίας δορυφορικών εικόνων Erdas Imagine (Erdas Imagine 8.7). Έπειτα οι εικόνες κάθε μήνα του ιδίου έτους, ενσωματώθηκαν σε μία εικόνα για κάθε έτος, η οποία περιείχε 12 διαφορετικά επίπεδα, όσοι δηλαδή και οι μήνες. Η εφαρμογή αυτή πραγματοποιήθηκε μέσω της εντολής Stack Layer του προγράμματος

Erdas Imagine. Ο σκοπός της τεχνικής Stack Layer ήταν η εύκολη ανάκτηση πληροφοριών και στοιχείων από την κάθε εικόνα, που πλέον αντιπροσώπευε κάθε έτος, και με τον τρόπο αυτό ήταν σε θέση να χρησιμοποιηθούν με μεγαλύτερη ευκολία στις παρακάτω εφαρμογές της μεθόδου.

Για την καλύτερη κατανόηση των μοντέλων που χρησιμοποιήθηκαν θεωρείται απαραίτητη η απεικόνιση κάποιων βασικών εργαλείων του Model Maker, η μορφή του, καθώς και η επεξήγηση των (εικόνα 3.6).



Εικόνα 3.6. Βασικά εργαλεία του Model Maker.

Το πρώτο στάδιο προ-επεξεργασίας των δορυφορικών εικόνων είναι η καταχώρηση τους στο Ελλαδικό προβολικό σύστημα ΕΓΣΑ '87 (registration) και η γεωγραφική και γεωμετρική τους διόρθωση (rectification – geometric correction).

Η γεωμετρική διόρθωση των δορυφορικών εικόνων είναι μια διαδικασία με την οποία γίνεται προβολή των δεδομένων σε ένα επίπεδο και η αναφορά του σε ένα προβολικό σύστημα συντεταγμένων (rectification and registration). Η εισαγωγή χαρτικών συντεταγμένων στα δεδομένα της εικόνας ονομάζεται και γεωαναφορά (georeferencing). Έτσι, αφού όλα τα προβολικά συστήματα χαρτών σχετίζονται με συντεταγμένες, στην διόρθωση εμπεριέχεται και η διαδικασία γεωαναφοράς.

Στην Τηλεπισκόπηση υπάρχουν τρεις τύποι γεωμετρικών διορθώσεων:

1. η **γεωμετρική αποκατάσταση** της εικόνας (geometric rectification), που καλύπτει τη γεωμετρία της διαδικασίας λήψης της εικόνας.

2. η **εγγραφή εικόνας σε άλλη εικόνα** (image to image) που αναφέρεται στον μετασχηματισμό του συστήματος συντεταγμένων μιας εικόνας σε κάποιο άλλο μιας άλλης ήδη γεωαναφερμένης εικόνας και
3. η **εγγραφή εικόνας σε χάρτη**, που αφορά στον μετασχηματισμό του συστήματος συντεταγμένων μιας εικόνας στο χαρτογραφικό σύστημα συντεταγμένων του εδάφους.

Στην συγκεκριμένη εφαρμογή χρησιμοποιήθηκε η πρώτη μέθοδος με τη μετατροπή των εικόνων από το σύστημα WGS TM 36 SE (φ, λ) στο Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς ΕΓΣΑ '87 με τη βοήθεια του λογισμικού ERDAS 8.7.

Η διαδικασία της γεωμετρικής διόρθωσης έγινε μια φορά και οι παράμετροι αποθηκεύτηκαν ώστε να είναι δυνατή η επανάληψη της διαδικασίας και στις υπόλοιπες δορυφορικές εικόνες με τα ίδια τεχνικά χαρακτηριστικά. Για την συγκεκριμένη εφαρμογή χρησιμοποιήθηκε ένα πολυωνυμικό γεωμετρικό μοντέλο 2^{ης} τάξης ενώ προκειμένου η γεωαναφορά της εικόνας με το χέρι να έχει υψηλή ακρίβεια, εισήχθησαν 25 σημεία ελέγχου (GCP: Ground Control Points), εκ των οποίων πέντε τέθηκαν ως σημεία επαλήθευσης (check points) για την μείωση του ολικού γεωμετρικού σφάλματος. Σχηματικά η διαδικασία απεικονίζεται στην εικόνα 3.7. Αρχικά ο χάρτης της Ευρώπης «κόπηκε» στα ευρύτερα όρια του Ελλαδικού χώρου και τέλος, πραγματοποιήθηκε η διαδικασία της γεωαναφοράς και προέκυψε η εικόνα της Ελλάδας καταχωρημένη στο ελληνικό γεωδαιτικό σύστημα συντεταγμένων.

3.5. Επεξεργασία εικόνων

Στην παρούσα εργασία υπολογίζεται ο Δείκτης Αναγνώρισης Ξηρασίας (RDI) με χρήση μεθόδων Τηλεπισκόπησης και Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών (GIS). Για τον υπολογισμό του RDI είναι απαραίτητη η βροχόπτωση καθώς και η εξατμισοδιαπνοή της περιοχής. στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν χάρτες δεδομένων των παραμέτρων που είναι απαραίτητες για την εξαγωγή του δορυφορικού RDI.

Συνοπτικά η επεξεργασία των δεδομένων περιλαμβάνει:

- Εξαγωγή θερμοκρασίας επιφάνειας εδάφους
- Φιλτράρισμα των εικόνων από νεφικούς σχηματισμούς

- Υπολογισμός εξαμυσοδιαπνοής και φυτικών συντελεστών



Χάρτης της Ευρώπης



Χάρτης του ευρύτερου Ελλαδικού χώρου



Χάρτης της Ελλάδας γεωμετρικά διορθωμένος στο ελληνικό γεωδαιτικό σύστημα συντεταγμένων.

Εικόνα 3.7. Σχηματική απεικόνιση της διαδικασίας της γεωμετρικής διόρθωσης

3.5.1. Θερμοκρασία επιφάνειας εδάφους

Η θερμοκρασία είναι απαραίτητη μεταβλητή στις εξισώσεις εκτίμησης ξηρασίας μέσω των διαφόρων δεικτών, και αυτών που χρησιμοποιούν επίγεια δεδομένα αλλά και εκείνων που δέχονται δορυφορικές εικόνες.

Δύο μεγάλα προβλήματα παρουσιάζονται κατά την εξαγωγή της θερμοκρασίας επιφάνειας εδάφους (Land Surface Temperature - LST) από δορυφορικά δεδομένα NOAA/AVHRR:

1. Η επίδραση της ατμόσφαιρας
2. Η άγνωστη εκπομπή ακτινοβολίας της επιφάνειας υπό εξέταση

Στην παρούσα εργασία, η παραγωγή των χαρτών LST στηρίζεται στον αλγόριθμο «split window» των Becker και Li (1990). Ο αλγόριθμος χρησιμοποιεί την διαφορά της επίδρασης της απορρόφησης στα κανάλια τέσσερα και πέντε (CH₄ και CH₅) για την διόρθωση της ατμοσφαιρικής εξασθένησης η οποία προκαλείται κυρίως από την απορρόφηση των υδρατμών. Η σχέση για την εκτίμηση της εκπομπής της υπέρυθρης ακτινοβολίας από την επιφάνεια, προήλθε από τους Van de Griend and Owe (1993).

Η σχέση των Becker and Li έχει τη μορφή της εξίσωσης:

$$T = 1,274 + (T_4 + T_5)/2 [1 + 0,15616 \{ (1-e)/e \} - 0,482de/e^{*2}] + (T_4 T_5)/2 [6,26 + 3,989 \{ (1-e)/e \} + 38,33de/e^{*2}] \quad (3.5)$$

Όπου T η θερμοκρασία επιφανείας, T₄ και T₅ η τιμές των θερμικών καναλιών 4 και 5 του δορυφόρου, τα e και de ορίζονται από τις παρακάτω εξισώσεις:

$$e = (e_4 + e_5)/2 \quad (3.6)$$

$$de = e_4 - e_5 \quad (3.7)$$

Όπου e₄, e₅ οι τιμές ανάκλασης των καναλιών 4 και 5 αντίστοιχα, οι οποίες δίνονται από τις εξισώσεις (3.8) και (3.9) των Van de Griend and Owe.

$$e_4 = 1.0094 + 0.047 \ln(\text{NDVI}) \quad (3.8)$$

$$e_5 = e_4 + 0,01 \quad (3.9)$$

Οι τιμές των εικονοστοιχείων στις εικόνες LST (8-bit integer format) είναι σε κλίμακα από 0-255 (κλίμακα του γκρι). Η τιμή μηδέν αναφέρεται στο «νερό», η τιμή

255 αντιπροσωπεύει περιοχές που καλύπτονται από «νέφη». Για να μετατραπούν οι τιμές LST σε θερμοκρασία σε βαθμούς Κελσίου ($^{\circ}\text{C}$) χρησιμοποιήθηκε η ακόλουθη εξίσωση:

$$T (^{\circ}\text{C}) = (\text{τιμή σε κλίμακα του γκρι} \times 0.5) - 40 \quad (3.10)$$

Η ραδιομετρική διακριτική ικανότητα είναι πλέον 0.5°C και το εύρος των τιμών από -40°C έως 87.5°C (τιμή «1» και τιμή «254» σε κλίμακα του γκρι, αντίστοιχα).

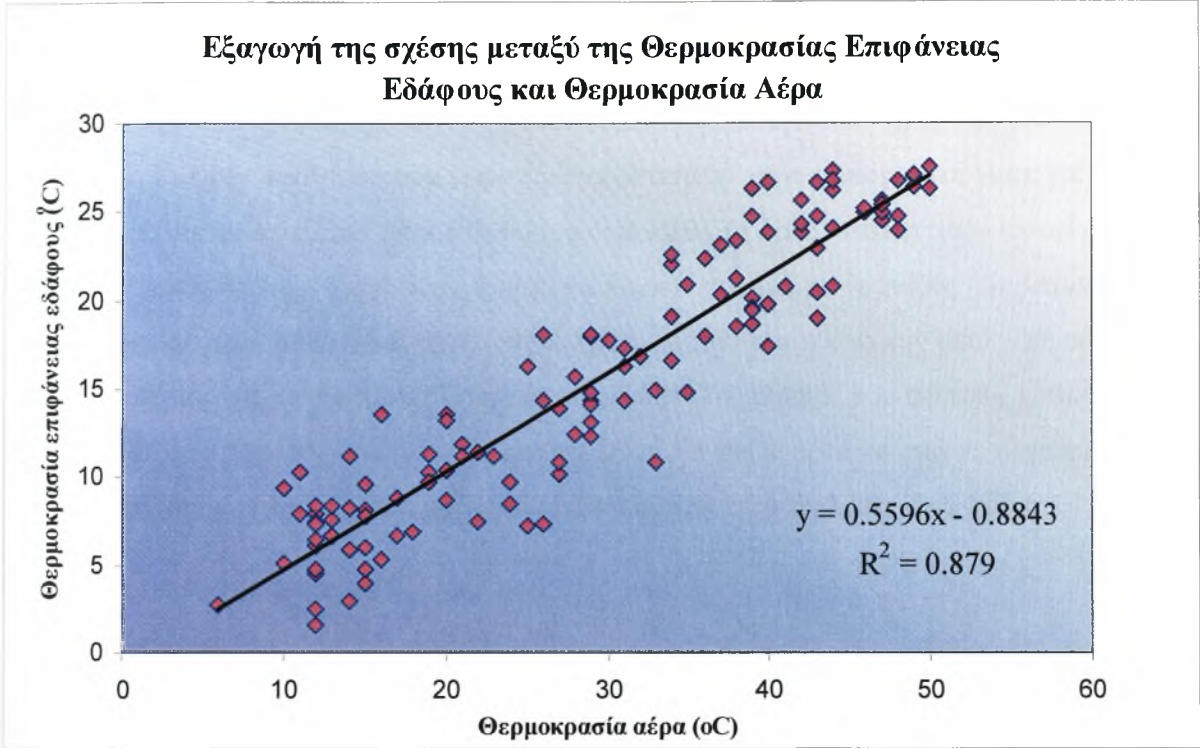
Τέλος, θα πρέπει να λάβουμε υπόψιν μας το γεγονός ότι τα δορυφορικά δεδομένα αποδίδουν την επιφανειακή θερμοκρασία της περιοχής, μετρώντας την εκπεμπόμενη γήινη ακτινοβολία. Αντίθετα τα επίγεια δεδομένα αναφέρονται σε θερμοκρασίες σε ύψος 1.5m από την επιφάνεια του εδάφους. Έγινε λοιπόν αναγωγή της θερμοκρασίας αέρα σε θερμοκρασία εδάφους. Για να γίνει αυτό εξήχθηκε η σχέση μεταξύ των τιμών θερμοκρασίας αέρα από τον μετεωρολογικό σταθμό της Λάρισας και των τιμών θερμοκρασίας εδάφους από τις δορυφορικές εικόνες για την γεωγραφική τοποθεσία του σταθμού.

Η γραφική παράσταση των τιμών καθώς και η γραμμική σχέση που τις συνδέει απεικονίζεται στην εικόνα 3.8. Ο συντελεστής προσδιορισμού υπολογίστηκε για διάστημα εμπιστοσύνης 95%. Η γραμμική σχέση επιλέχθηκε διότι παρουσίασε το μεγαλύτερο συντελεστή προσδιορισμού (Δήμος, 2005; Draper and Smith, 1981). Η σχηματική απεικόνιση της μετατροπής φαίνεται στην εικόνα 3.9

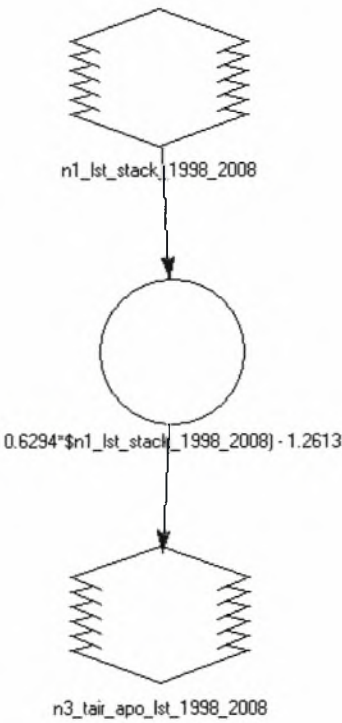
Στην συνέχεια εφαρμόστηκε η εξίσωση:

$$y = 0.5596x - 0.8843 \quad (3.11)$$

όπου x η επιφανειακή θερμοκρασία όπως φαίνεται στις δορυφορικές εικόνες και y η θερμοκρασία επιφάνειας εδάφους.



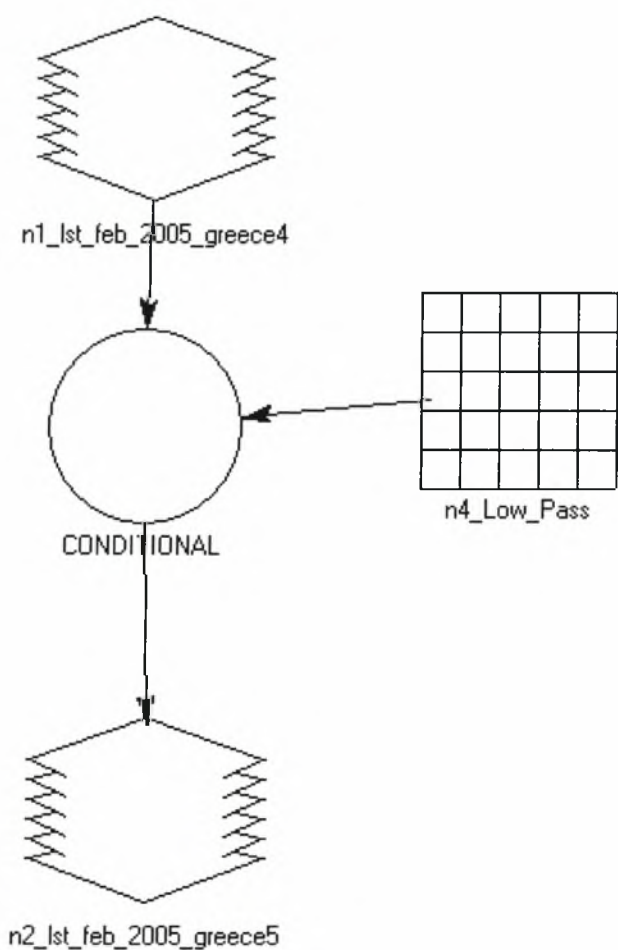
Εικόνα 3.8. Εξαγωγή της σχέσης μεταξύ θερμοκρασίας επιφάνειας εδάφους και θερμοκρασίας αέρα, στο υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας.



Εικόνα 3.9. Εξαγωγή θερμοκρασίας αέρα.

3.5.2.«Φιλτράρισμα» των εικόνων θερμοκρασίας επιφάνειας εδάφους (Land Surface Temperature, LST)

Το «φιλτράρισμα» των μηνιαίων εικόνων LST έγινε με τη χρήση του Model Maker. Για την αφαίρεση των νεφικών σχηματισμών χρησιμοποιήθηκε για κάθε έτος ένα «επιλεκτικό» φίλτρο μέσου όρου (εικόνα 3.10). Ο όρος «επιλεκτικό» αναφέρεται στο γεγονός ότι το φίλτρο αναγνωρίζει τα εικονοστοιχεία με νεφικούς σχηματισμούς και εφαρμόζεται μόνο σε αυτά, διατηρώντας μ' αυτόν τον τρόπο την υπόλοιπη εικόνα στην αρχική της κατάσταση (Tsiros *et al.*, 2008). Το μέγεθος του φίλτρου καθώς και ο αριθμός εφαρμογής του σε κάθε εικόνα διαφέρει και εξαρτάται από το μέγεθος του νεφικού σχηματισμού. Έτσι χρησιμοποιήθηκαν μοντέλα 3x3 km, 5x5 km και 11x11 km.



Εικόνα 3.10. «Επιλεκτικό» φίλτρο μέσου όρου για αφαίρεση νεφικών σχηματισμών.

Η διαδικασία επαναλήφθηκε και για τις 134 εικόνες και ακολούθησε έλεγχος για την ύπαρξη τυχόν σφαλμάτων (εικόνα 3.11).



Εικόνα 3.11. Απεικόνιση της Ελλάδας πριν και μετά την διαδικασία του «φιλτραρίσματος».

3.6.Υπολογισμός Δυνητικής Εξατμισοδιαπνοής

Γενικά ως **εξάτμιση Ε** (Evaporation) χαρακτηρίζεται το φαινόμενο κατά το οποίο το νερό μεταπίπτει από την υγρή στην αέρια κατάσταση και συνεπώς δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί πια. Ως **διαπνοή** (Transpiration) δε εννοείται η διαμέσου των φυτών αποβολή υδρατμών προς την ατμόσφαιρα. Επειδή και στις δύο περιπτώσεις πρόκειται για απώλειες νερού με μορφή υδρατμών και επειδή είναι πρακτικά αδύνατος ο διαχωρισμός των δύο διαδικασιών, δηλ της εξάτμισης από το έδαφος και διαπνοής των φυτών, χρησιμοποιείται ο ενιαίος όρος **εξατμισοδιαπνοή ET** (Evapotranspiration). Πάντως όπου στην υδρολογία αναφέρεται ο όρος εξάτμιση χωρίς να γίνεται ταυτόχρονα ειδική αναφορά και στην διαπνοή, εννοείται ότι σ' αυτήν συμπεριλαμβάνεται και η διαπνοή. Ο ενιαίος λοιπόν τρόπος μελέτης, τόσο της εξάτμισης όσο και της διαπνοής οδηγεί στην υιοθέτηση και ενός ενιαίου ονόματος της εξατμισοδιαπνοής. Ο όρος εξατμισοδιαπνοή χρησιμοποιείται για να περιγράψει τη συνολική διεργασία μεταφοράς ύδατος στην ατμόσφαιρα από φυτοκαλυμμένες επιφάνειες (Παπαϊωάννου, 1995).

Η εξατμισοδιαπνοή αποτελεί μαζί με τα κατακρημνίσματα έναν από τους σπουδαιότερους παράγοντες του υδρολογικού κύκλου (Κωτούλας 2001). Μέσα από έρευνες, έχει υπολογιστεί ότι ένα σημαντικό ποσοστό των κατακρημνισμάτων που πέφτουν στο χερσαίο τμήμα της γης, πάνω από το 60%, χάνεται με τους μηχανισμούς της εξάτμισης και της διαπνοής (Δαλέζιος, 2004).

Εκτός από την προσφορά της στις μελέτες εκτίμησης των υδατικών πόρων μιας περιοχής, η εξατμισοδιαπνοή, είναι ένα από τα πολύ σημαντικά στοιχεία, αφού, μαζί με την ωφέλιμη υγρασία, αποτελεί τον ακρογωνιαίο λίθο για το σωστό

προγραμματισμό των χρήσεων νερού στο αγροτικό περιβάλλον μιας περιοχής (Παπαζαφειρίου, 1999). Στην Ελλάδα, και κυρίως στις αγροτικές περιοχές, η χρήση του νερού για την κάλυψη των αναγκών αυτών, παίρνει τη μερίδα του λέοντος σε σχέση με τις άλλες καταναλωτικές χρήσεις του νερού, όπως αστική και βιομηχανική χρήση. Το γεγονός αυτό καθιστά την εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής απαραίτητη στις μελέτες για την ορθολογική διαχείριση των υδατικών πόρων, καθώς και στις μελέτες κατασκευής και λειτουργίας εγγειοβελτιωτικών έργων. Επιπλέον, η γνώση του μεγέθους της εξατμισοδιαπνοής, σε συνδυασμό με τη μέτρηση της βροχόπτωσης, συμβάλει στη μελέτη και την εκτίμηση της ξηρασίας, καθώς οι περισσότερες μεθοδολογίες και τεχνικές υπολογισμού της ξηρασίας, χρησιμοποιούν εξισώσεις υδατικού ισοζυγίου, στις οποίες η εξατμισοδιαπνοή είναι απαραίτητη (Dalezios *et al.*, 1991).

Μέθοδοι βασισμένες σχεδόν αποκλειστικά στη θερμοκρασία χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής στις περιοχές που παρουσιάζουν έλλειψη μετεωρολογικών και κλιματολογικών δεδομένων. Αυτές οι μέθοδοι στηρίζονται στην έντονη συσχέτιση μεταξύ θερμοκρασίας και ακτινοβολίας. Δίνουν ικανοποιητικά αποτελέσματα μόνο για μικρές εκτάσεις και για συγκεκριμένες χρονικές περιόδους για τις οποίες εκτιμήθηκαν οι συντελεστές. Μερικά από αυτά τα μοντέλα είναι:

- Μέθοδος του Thorthwaite (1948)
- Μέθοδος Blaney - Criddle (1950)
- Μοντέλο Hargreaves (1974)
- Μέθοδος Linacre (1977)

Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία είναι η μέθοδος Blaney – Criddle. Η μέθοδος Blaney- Criddle αναπτύχθηκε στην δυτική Αμερική, σε περιοχές που είχαν παρεμφερή κλιματικά χαρακτηριστικά με εκείνα των μεσογειακών περιοχών (Παπαζαφειρίου, 1984). Επίσης, η μέθοδος αυτή, χρησιμοποιεί απλά μετεωρολογικά δεδομένα, τα οποία είναι προσιτά και εύκολο να συγκεντρωθούν. Χρησιμοποιείται ευρέως σε παγκόσμιο επίπεδο. Οι Blaney-Criddle (1950), χρησιμοποίησαν και διατύπωσαν μια εμπειρική σχέση, η οποία εκτιμά τη δυνητική εξατμισοδιαπνοή E_p ή όπως την ονόμασαν οι ίδιοι την «καταναλωτική χρήση» c_u . Η εξατμισοδιαπνοή που εκτιμάται με τη μέθοδο αυτή:

1. Είναι εποχική από το φύτρωμα έως και τη συγκομιδή των καλλιεργειών και
2. Προκύπτει ως συνάρτηση των μέσων μηνιαίων τιμών θερμοκρασίας αέρα, των ποσοστών διάρκειας της ημέρας (p), ο οποίος διαφοροποιείται σε κάθε περιοχή, ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος και ενός φυτικού συντελεστή, διαφορετικού για κάθε καλλιέργεια.

Η εμπειρική σχέση που διατύπωσαν οι Blaney-Criddle, για την εποχική εξατμισοδιαπνοή, είναι της μορφής:

$$ET = K * F \quad (3.12)$$

Όπου ET η εποχική εξατμισοδιαπνοή σε ίντσες, K ο φυτικός συντελεστής και F ένας κλιματικός παράγοντας που δίνεται από τη σχέση:

$$F = \sum_{j=1}^n \left[\frac{T_j P_j}{100} \right] \quad (3.13)$$

Όπου n οι μήνες που διαρκεί η βλαστική περίοδος, T_j η μέση θερμοκρασία σε $^{\circ}F$ και p_j η μηνιαία διάρκεια της ημέρας.

Η αντίστοιχη σχέση με τη θερμοκρασία σε $^{\circ}C$, που εκτιμά τη μηνιαία πλέον ET σε mm, είναι η εξής:

$$ET_m = k * [0.46T + 8.16] * p \quad (3.14)$$

Όπου ET_m η μηνιαία ET σε mm, k ο μηνιαίος φυτικός συντελεστής, T_a η μέση μηνιαία θερμοκρασία αέρα και p το ποσοστό ωρών ημέρας.

Ο φυτικός συντελεστής, κατά τους δύο ερευνητές, πρέπει να υπολογίζεται χωριστά για κάθε περιοχή, διότι εξαρτάται από τις κλιματικές συνθήκες που επικρατούν, και που καθορίζουν την αρχή και το τέλος της καλλιεργητικής περιόδου.

Κατά καιρούς έχουν προταθεί μέθοδοι βελτίωσης της απλής μεθόδου Blaney-Criddle, όπως η τροποποιημένη μέθοδος (Doorenbos and Pruitt, 1977), καθώς και η μέθοδος της Soil Conservation Service (1967) των ΗΠΑ.

Η πρώτη μέθοδος που αναφέρεται (Doorenbos and Pruitt, 1977), επεκτείνει τη σχέση για οποιαδήποτε κλιματολογικές συνθήκες, συνεκτιμώντας την επίδραση της

μέσης ελάχιστης σχετικής υγρασίας του αέρα, της μέσης ηλιοφάνειας και της μέσης ημερήσιας ταχύτητας του αέρα σε ύψος 2m πάνω από το έδαφος.

Η μέθοδος της Soil Conservation Service (1967), υπολογίζει διαφορετικά το φυτικό συντελεστή έτσι, που να μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για μικρότερα του μήνα διαστήματα.

Οι φυτικοί συντελεστές, K_c χρησιμοποιούνται μαζί με την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς, E_{To} για τον υπολογισμό των αναγκών σε νερό των διαφόρων καλλιεργειών (Consoli, *et al.*, 1990). Οι ανάγκες αυτές εκφράζονται από την εξατμισοδιαπνοή καλλιέργειας, E_{Tc} . Οι φυτικοί συντελεστές προσδιορίζονται από πειραματικά δεδομένα και εκφράζονται από τη σχέση:

$$K_c = E_{Tc} / E_{To} \quad (3.15)$$

όπου K_c είναι ο αδιάστατος φυτικός συντελεστής μιας συγκεκριμένης καλλιέργειας που βρίσκεται σε ένα συγκεκριμένο στάδιο ανάπτυξης κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες εδαφικής υγρασίας, E_{Tc} είναι η εξατμισοδιαπνοή της καλλιέργειας και E_{To} είναι η εξατμισοδιαπνοή αναφοράς.

Ο φυτικός συντελεστής για το συνολικό υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας είναι ίσος με 0,68 σύμφωνα με προηγούμενη έρευνα (Papadopoulou *et al.*, 2003). Ο συντελεστής αυτός, βάσει των συγκεκριμένων ερευνητών, υπολογίστηκε ως σταθμισμένος μέσος όρος ανάλογα το είδος της βλάστησης στην περιοχή, και τις ανάγκες σε νερό των καλλιεργειών. Στον πίνακα 3.3 εμφανίζονται οι φυτικοί συντελεστές, που προέκυψαν μετά την προαναφερθείσα έρευνα, για κάθε περιοχή της Ελλάδας.

Τα ποσοστά ωρών ημέρας για κάθε Γεωγραφικό Πλάτος δίνονται από τη διεθνή βιβλιογραφία (Κωτούλας, 2001). Για το μέσο Γεωγραφικό Πλάτος της περιοχής (39°) μετά από παρεμβολή προέκυψαν τα ποσοστά ωρών ημέρας για κάθε μήνα και εμφανίζονται στον πίνακα 3.4 (Κανέλλου, 2006).

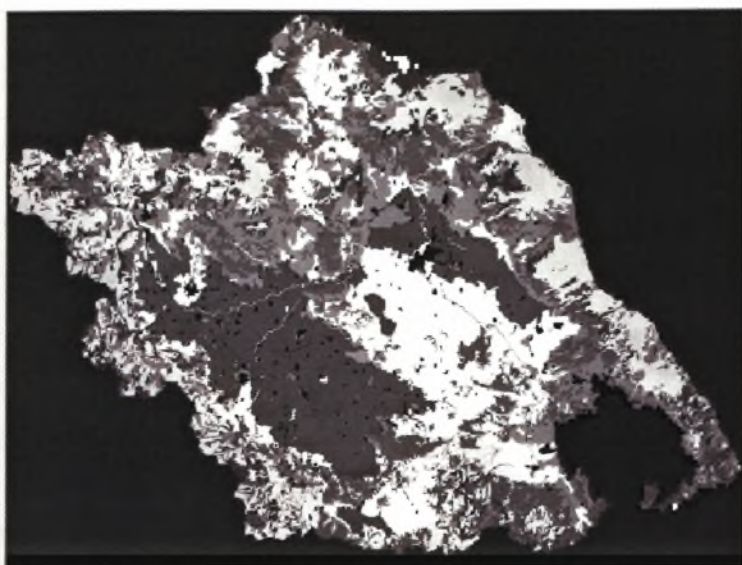
Πίνακας 3.3. Φυτικοί συντελεστές k που χρησιμοποιούνται στη μέθοδο εκτίμησης Εξατμισοδιαπνοής Blaney- Criddle, ενιαίοι για κάθε περιοχή της Ελλάδας.

Περιοχή	Φυτικός συντελεστής k	Περιοχή	Φυτικός συντελεστής k
Δυτική Πελοπόννησος	0,66	Ανατολική Στερεά Ελλάδα	0,61
Νότια Πελοπόννησος	0,66	Θεσσαλία	0,68
Ανατολική Πελοπόννησος	0,67	Δυτική Μακεδονία	0,65
Δυτική Στερεά Ελλάδα	0,61	Κεντρική Μακεδονία	0,69
Ήπειρος	0,63	Ανατολική Μακεδονία	0,66

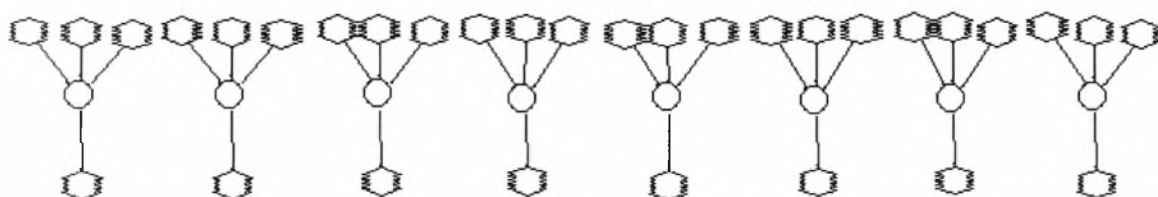
Πίνακας 3.4. Ποσοστά ωρών ημέρας (p), ανά μήνα, για 39° Βόρειο Γεωγραφικό Πλάτος

Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
6,82	6,76	8,33	8,92	9,97	10,01	10,16	9,50	8,38	7,77	6,77	6,59

Στην συνέχεια υπολογίστηκε η εξατμισοδιαπνοή χρησιμοποιώντας τον ενιαίο φυτικό συντελεστή, τα ποσοστά ωρών ημέρας για την περιοχή καθώς και τα δεδομένα θερμοκρασίας αέρα. Στην εικόνα 3.12 παρουσιάζεται παράδειγμα εικόνας δυνητικής εξατμισοδιαπνοής Blaney – Criddle για τη Θεσσαλία που προέκυψε μετά την εφαρμογή της μεθοδολογίας, και στην εικόνα 3.13 παρουσιάζεται ενδεικτικά το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της παραμέτρου.



Εικόνα 3.12: Δυνητική εξατμισοδιαπνοή υδατικού διαμερίσματος Θεσσαλίας με τη μέθοδο Blaney- Criddle.

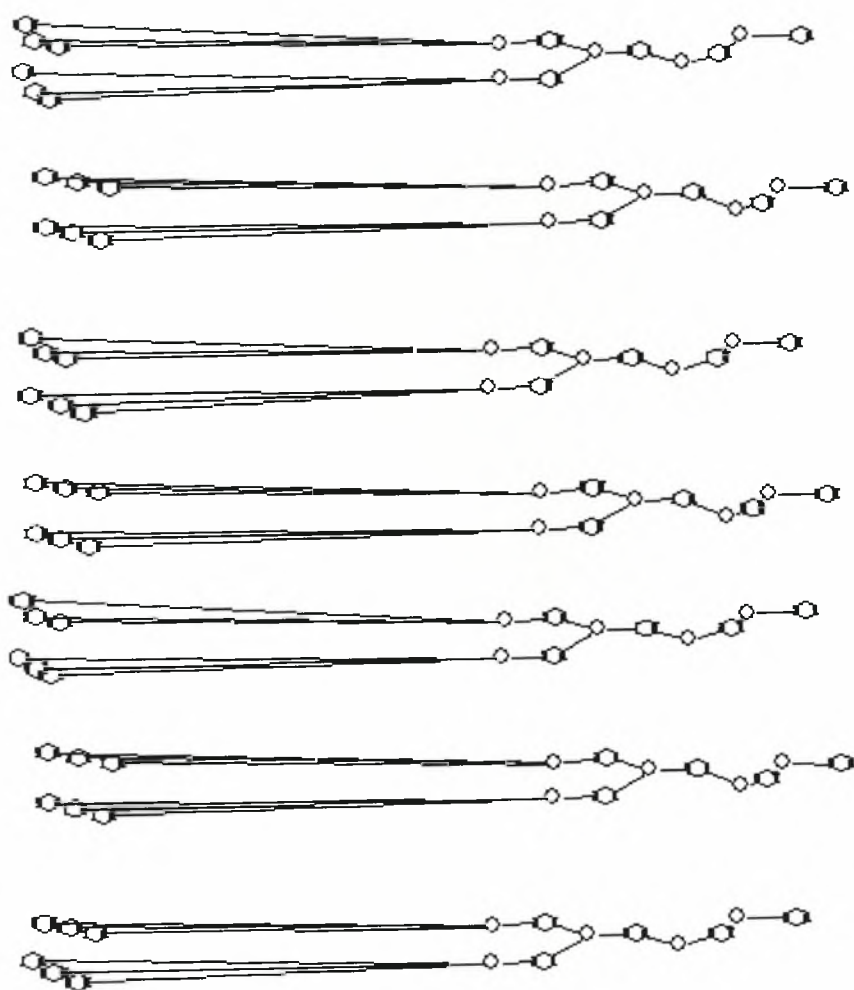


Εικόνα 3.13. Σχηματική απεικόνιση μοντέλου υπολογισμού δυνητικής εξατμισοδιαπνοής με τη χρήση του προγράμματος Erdas Imagine 8.7.

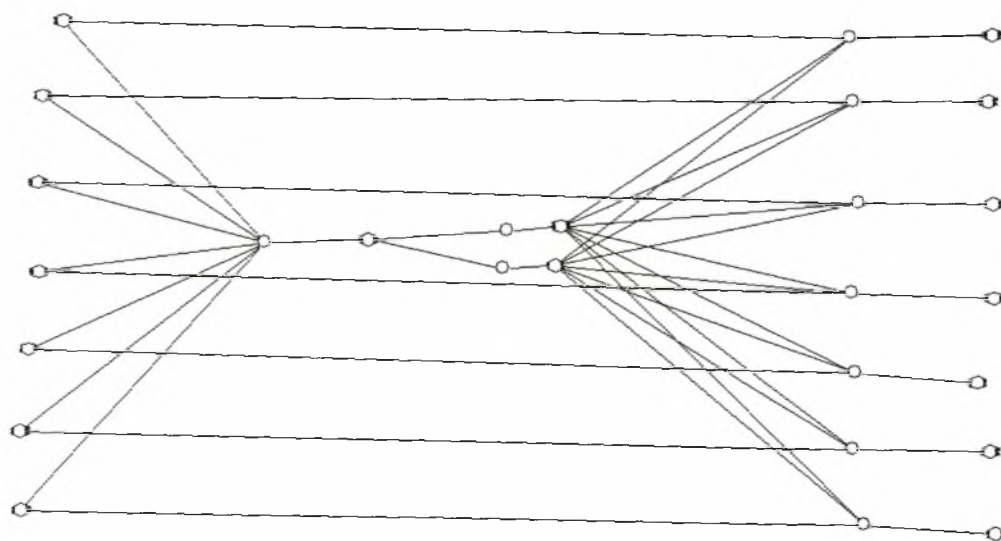
3.7. Εξαγωγή Δείκτη Αναγνώρισης Ξηρασίας RDI

Μετά την επεξεργασία των δεδομένων είναι δυνατός ο υπολογισμός του Δείκτη Αναγνώρισης Ξηρασίας RDI. Όπως προαναφέρθηκε για τον υπολογισμό του Δείκτη Αναγνώρισης Ξηρασίας είναι απαραίτητη η βροχόπτωση καθώς και η εξατμισοδιαπνοή της περιοχής. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν χάρτες δεδομένων των παραμέτρων που είναι απαραίτητες για την εξαγωγή του RDI.

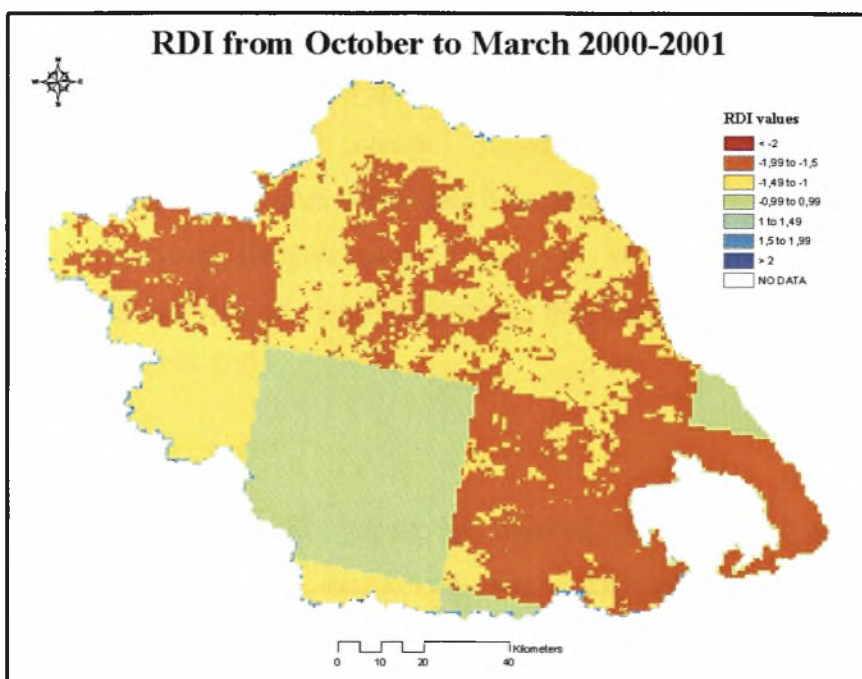
. Τα μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν απεικονίζονται στις εικόνες 3.14 και 3.15 και απεικονίζουν την διαδικασία που ακολουθήθηκε για την εξαγωγή του RDI. Ενδεικτικά, δίνεται ένα παράδειγμα των χαρτών του δείκτη RDI στην εικόνα 3.16. Τα pixel σύμφωνα με την αλλαγή του χρώματος δείχνουν την κατάσταση της περιοχής κατά την χρονική περίοδο μελέτης. Οι χάρτες για όλες τις χρονικές περιόδους της χρονοσειράς, εμφανίζονται στο παράρτημα.



Εικόνα 3.14. Σχηματική απεικόνιση υπολογισμού RDI όπου υπολογίζεται ο νεπέρειος λογάριθμος για μια χρονική περίοδο (3,6,9 ή 12 μηνών)



Εικόνα 3.15. Σχηματική απεικόνιση μοντέλου εξαγωγής του RDI



Εικόνα 3.16. Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 2000-01.

Με σκοπό την εξακρίβωση των αποτελεσμάτων εκτίμησης ξηρασίας στη Θεσσαλία με χρήση δορυφορικού RDI, υπολογίστηκε σημειακά ο δείκτης για την περιοχή της Λάρισας. Για τον υπολογισμό χρησιμοποιήθηκαν οι επίγειες μετρήσεις βροχόπτωσης του σταθμού της περιοχής καθώς και η εξατμισοδιαπνοή που υπολογίστηκε με Blaney- Criddle και επίγεια θερμοκρασία. Ο δείκτης RDI υπολογίστηκε σε διαφορετικές χρονικές κλίμακες, για διαστήματα από ένα μήνα, δύο, τρεις κ.λπ. έως και δώδεκα μήνες κάθε υδρολογικού έτους (από Οκτώβριο έως Σεπτέμβριο του επόμενου έτους). Τα αποτελέσματα επεξεργάστηκαν και προέκυψαν διαγράμματα του δείκτη RDI για όλη τη χρονοσειρά

Στη συνέχεια έγινε η σύγκριση της επίγειας χρονοσειράς RDI και των τιμών του δορυφορικού RDI του pixel το οποίο αντιστοιχούσε στο συγκεκριμένο μετεωρολογικό σταθμό (συντεταγμένες σταθμού Λάρισας) για τις χρονικές διάρκειες 3, 6, 9 και 12 μηνών. Τα διαγράμματα των συγκρίσεων επίγειου και δορυφορικού δείκτη παρουσιάζονται αναλυτικά κατά την ανάλυση αποτελεσμάτων.

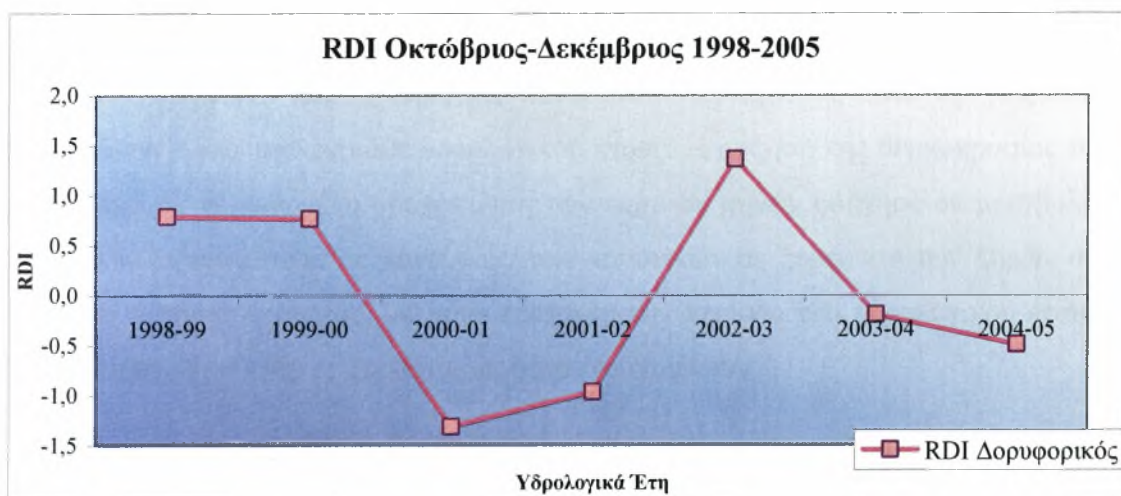
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Στην παρούσα εργασία έγινε χρήση του δείκτη Αναγνώρισης ξηρασίας (RDI) για εκτίμηση της ξηρασίας στο υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας. Η χρήση δορυφορικών δεδομένων αποτελεί σημαντικό βήμα στην εκτίμηση ξηρασίας αλλά και άλλων ακραίων μετεωρολογικών φαινομένων. Για την εφαρμογή της μεθόδου χρησιμοποιήθηκαν δορυφορικές εικόνες μηνιαίας θερμοκρασίας εδάφους (LST), για τα υδρολογικά έτη 1998-2005.

4.1. Ανάλυση

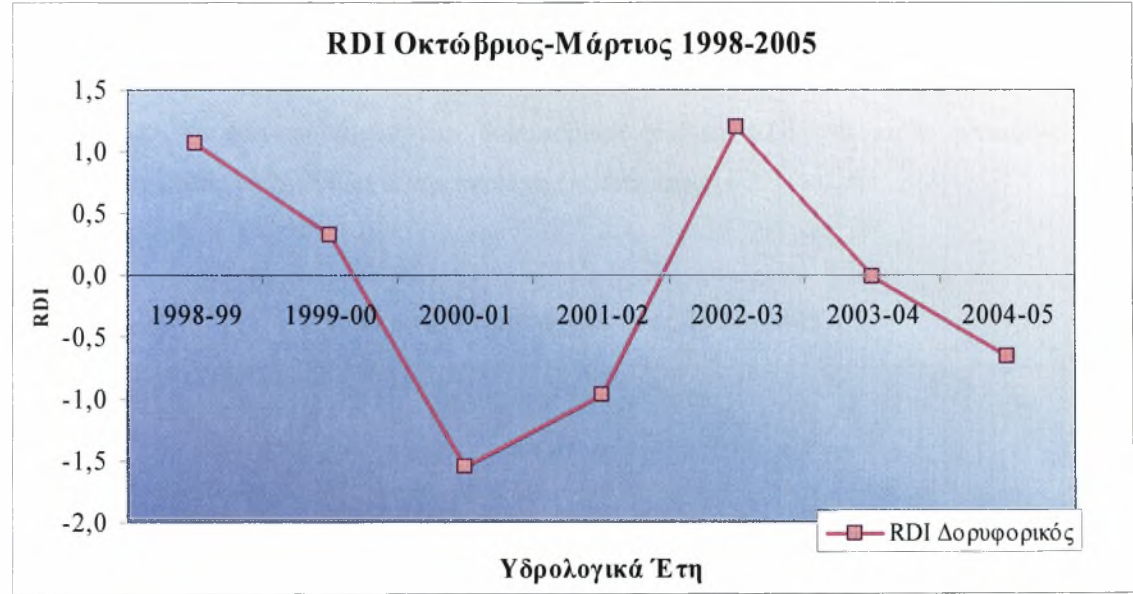
Οι παραγόμενοι θεματικοί χάρτες δημιουργήθηκαν με διαβάθμιση χρώματος από μπλε για τις υγρές συνθήκες, έως κόκκινο για τις ακραίες ξηρές και απεικονίζουν τις επτά κατηγορίες κατάστασης ξηρασίας. Από τους χάρτες του δείκτη επιλέχθηκε η περιοχή της Λάρισας για την εξαγωγή διαγραμμάτων. Τα χρονικά διαστήματα στα οποία αναφέρονται οι χάρτες αλλά και τα αντίστοιχα διαγράμματα αφορούν το τρίμηνο, το εξάμηνο, το εννιάμηνο και το δωδεκάμηνο κάθε υδρολογικού έτους.

Στην εικόνα 4.1. απεικονίζονται οι τιμές του RDI για το διάστημα Οκτωβρίου-Δεκεμβρίου κάθε έτους της χρονοσειράς. Σύμφωνα με το διάγραμμα στο τρίμηνο 2000-01 παρατηρείται μέτρια προς έντονη ξηρασία. Αντίθετα, στο τρίμηνο 2002-03 επικρατούν συνθήκες υγρασίας, ενώ στις υπόλοιπες περιόδους οι συνθήκες χαρακτηρίζονται ως κανονικές.



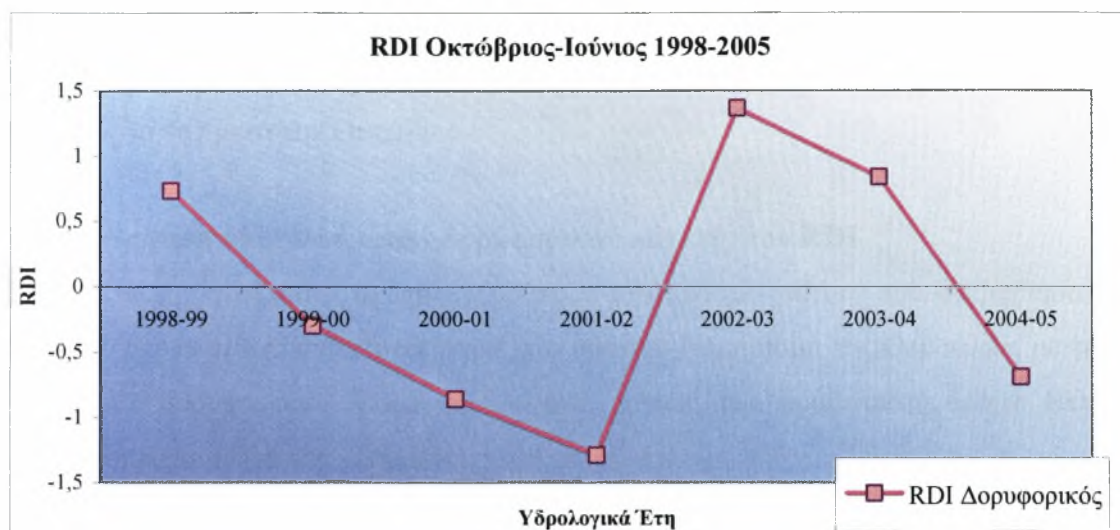
Εικόνα 4.1. Απεικόνιση τιμών του δορυφορικού δείκτη RDI για το πρώτο τρίμηνο κάθε υδρολογικού έτους 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.

Η γραφική απεικόνιση του εξάμηνου (εικόνα 4.2.) διαφοροποιείται ελάχιστα αλλά σε αρκετά σημεία. Προφανώς η συμμετοχή των τριών επιπλέον μηνών δεν προσέφερε σημαντικά σε βροχόπτωση και θερμοκρασία ώστε να αλλάξει η κατηγοριοποίηση του κλίματος. Το διάγραμμα εμφανίζεται πιο ομαλοποιημένο με υποχώρηση των ακραίων συνθηκών. Η έντονη ξηρασία του 2000-01 φαίνεται να υποχωρεί και να χαρακτηρίζεται πλέον ως μέτρια ξηρασία όπως επίσης και η ακραία τιμή υγρασίας του 2002-03 να υποχωρεί σε μέτρια υγρασία.

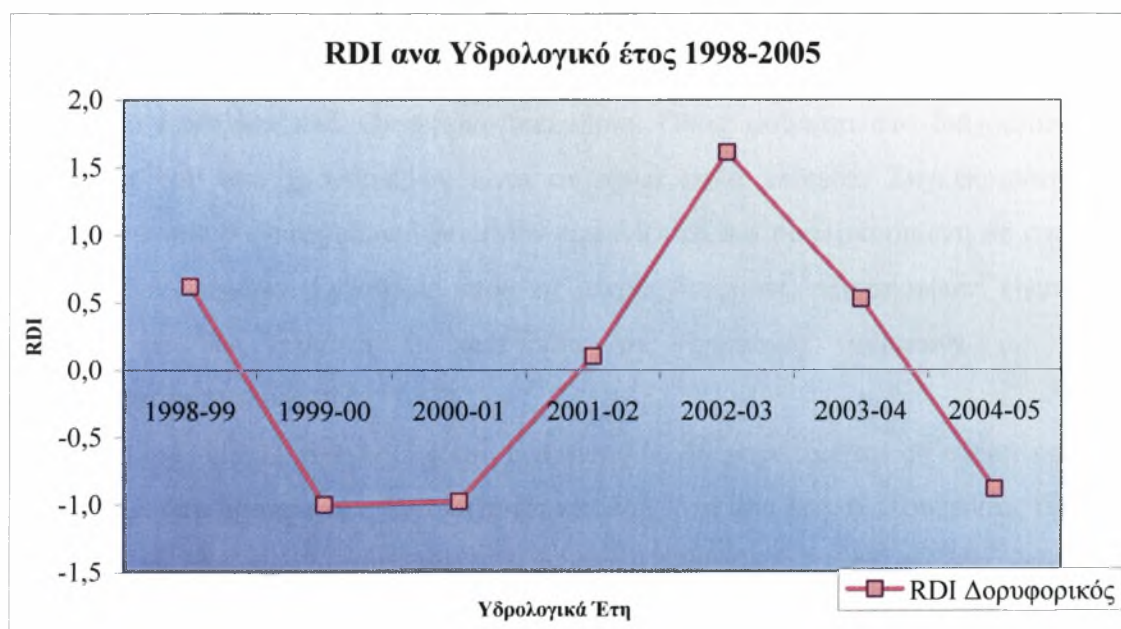


Εικόνα 4.2. Απεικόνιση τιμών του δορυφορικού δείκτη RDI για το πρώτο εξάμηνο κάθε υδρολογικού έτους 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.

Η εικόνα 4.3. παρουσιάζει την κατάσταση της περιοχής κατά την διάρκεια των πρώτων εννέα μηνών κάθε υδρολογικού έτους. Η αύξηση της θερμοκρασίας σε συνδυασμό με τη μειωμένη βροχόπτωση των εαρινών μηνών οδήγησε σε μεταβολή των υγρών καταστάσεων σε κανονικές, των κανονικών σε ξηρές και των ξηρών σε συνθήκες έντονης ξηρασίας, με μόνη εξαίρεση την περίοδο του υδρολογικού έτους 2000-01 όπου οι συνθήκες ξηρασίας φαίνεται να εμμένουν.



Εικόνα 4.3. Απεικόνιση τιμών του δορυφορικού δείκτη RDI για κάθε εννιάμηνο κάθε υδρολογικού έτους 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.



Εικόνα 4.4. Ετήσια απεικόνιση τιμών του δορυφορικού δείκτη RDI για κάθε υδρολογικό έτος 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.

Η συμμετοχή των θερμότερων μηνών (Ιούλιος, Αύγουστος) καθώς και η εκτίμηση του δείκτη για ένα ολόκληρο υδρολογικό έτος (εικόνα 4.4.) παρουσιάζει μια πιο ολοκληρωμένη εικόνα της επικρατούσας κατάστασης στην περιοχή. Οι μεγαλύτερες τιμές θερμοκρασίας καθώς και οι ελάχιστη βροχόπτωση οδηγεί σε καταστάσεις μέτριας ξηρασίας τα υδρολογικά έτη 1999-00 και 2000-01. Εξάιρεση αποτελούν τα έτη 2002-03 και 2001-02 όπου εμφανίζονται υγρές και κανονικές

συνθήκες αντίστοιχα. Το γεγονός αυτό πιθανότατα οφείλεται και στην συμμετοχή του Σεπτεμβρίου που για την περιοχή της Θεσσαλίας εμφανίζεται να είναι ο 2^{ος} πιο βροχερός μήνας μετά τον Οκτώβριο.

4.1.1. Σύγκριση αποτελεσμάτων δορυφορικού και επίγειου RDI

Για την σύγκριση και την εγκυρότητα των αποτελεσμάτων που διεξήχθησαν από την έρευνα που πραγματοποιήθηκε στο υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας με τη χρήση του δορυφορικού δείκτη RDI, έγινε χρήση του συμβατικού δείκτη RDI υπολογισμένου με επίγεια δεδομένα.

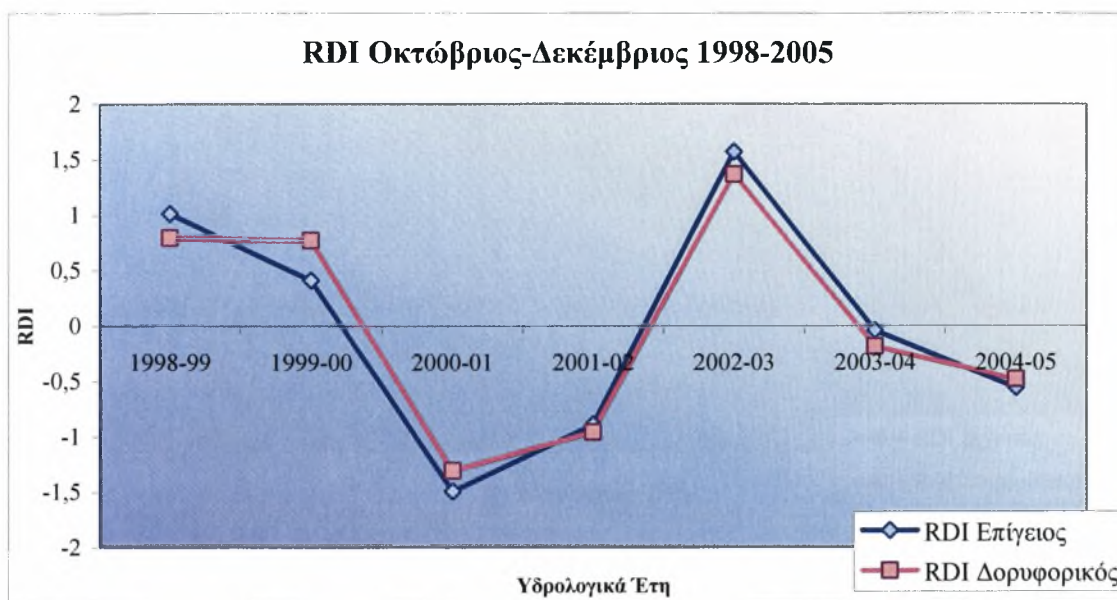
Ο συμβατικός RDI έχει υπολογιστεί για τα υδρολογικά έτη 1949-2008 για την περιοχή της Λάρισας. Στην παρούσα εργασία απομονώθηκαν τα έτη 1998-2005 και δημιουργήθηκαν διαγράμματα συσχέτισης με τον δορυφορικό RDI για χρονικές περιόδους 3,6,9 και 12 μήνες, όπως φαίνονται στις εικόνες 4.5 ως 4.8.

Στο διάγραμμα 4.5. παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από τη σύγκριση των τριών πρώτων μηνών για κάθε υδρολογικό έτος για το χρονικό διάστημα 1998-2005, δηλαδή το διάστημα από Οκτώβριο-Δεκέμβριο. Όπως φαίνεται στο διάγραμμα η συσχέτιση των δύο χρονοσειρών είναι σε πολύ καλά επίπεδα. Συγκεκριμένα η χρονοσειρά των δορυφορικών δεδομένων εμφανίζεται πιο ομαλοποιημένη σε σχέση με αυτή των επίγειων. Εντούτοις παρά τις μικρές διαφορές, αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι δεν αλλάζει η κατηγορία της ξηρασίας (σύμφωνα με την κατηγοριοποίηση του RDI).

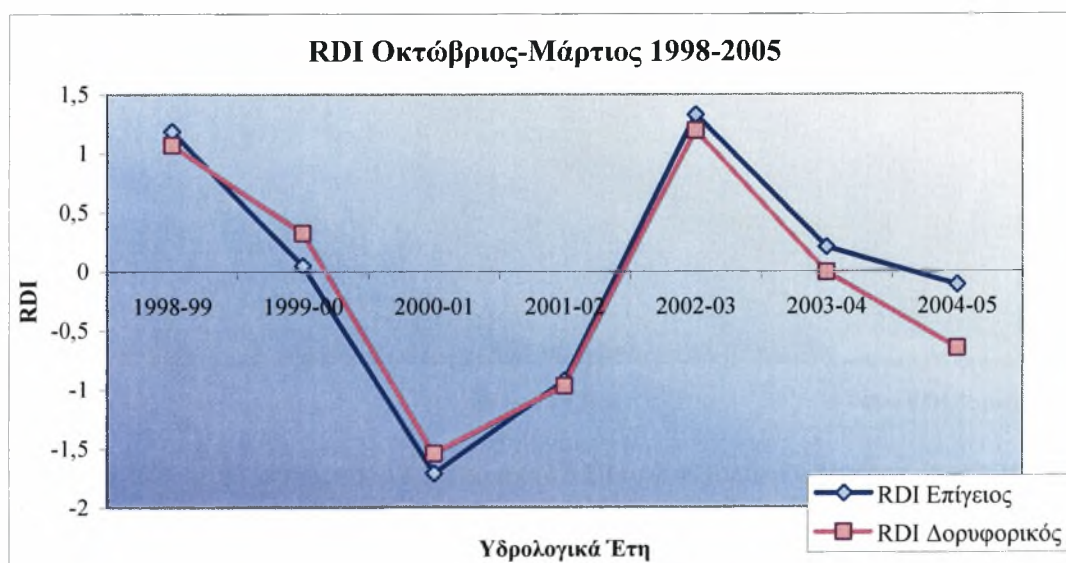
Το διάγραμμα συσχέτισης του εξαμήνου δε διαφοροποιείται σε σχέση με το τρίμηνο. Οι διαφοροποιήσεις εντοπίζονται και πάλι στα ίδια έτη ακολουθώντας όμως και πάλι τις ακραίες καταστάσεις. Και στην περίπτωση αυτή οι δύο δείκτες (δορυφορικός και επίγειος) παρουσιάζουν πολύ καλή συσχέτιση.

Η κατάσταση κατά την περίοδο Οκτωβρίου-Ιουνίου (εικόνα 4.7.) είναι σαφώς σε καλύτερα επίπεδα γεγονός που ενισχύει την εγκυρότητα της μεθόδου. Τα δορυφορικά και τα επίγεια δεδομένα συμπίπτουν απόλυτα και ειδικότερα κατά τις περιόδους όπου εμφανίζονται ακραίες καταστάσεις.

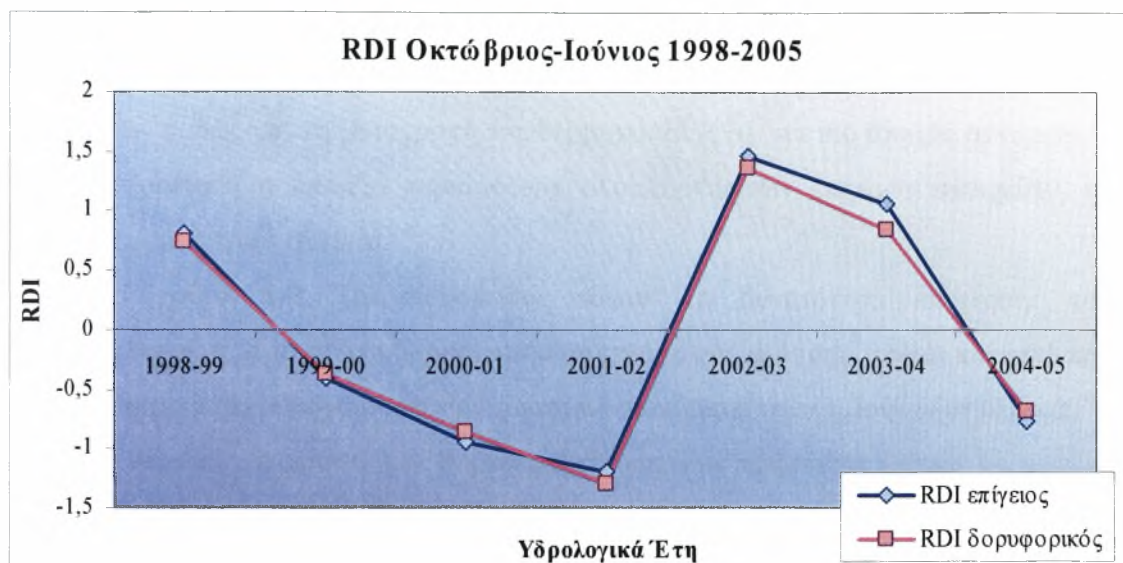
Η σχηματική απεικόνιση ολοκληρωμένων των υδρολογικών ετών (εικόνα 4.8.) δε διαφοροποιείται από το εννιάμηνο. Οι δύο δείκτες σχεδόν ταυτίζονται για την ίδια χρονική περίοδο μελέτης.



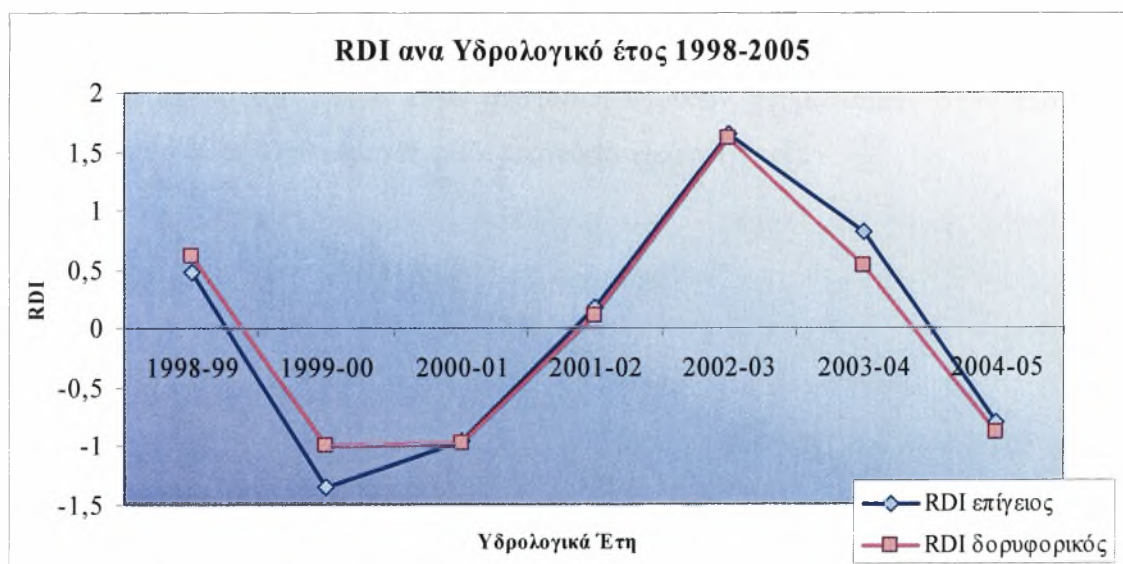
Εικόνα 4.5. Σύγκριση επίγειου και δορυφορικού RDI ανά τρίμηνο για τα έτη 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.



Εικόνα 4.6. Σύγκριση επίγειου και δορυφορικού RDI ανά εξάμηνο για τα έτη 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας



Εικόνα 4.7. Σύγκριση επίγειου και δορυφορικού RDI ανά εννιάμηνο για τα έτη 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.



Εικόνα 4.8. Σύγκριση επίγειου και δορυφορικού RDI ανά υδρολογικό έτος για τα έτη 1998-2005 για την περιοχή της Λάρισας.

4.2 Επισημάνσεις

Τα αποτελέσματα της μεθοδολογίας στην παρούσα εργασία απέδειξε την επιτυχή εφαρμογή του δείκτη RDI με τη χρήση δορυφορικών δεδομένων στην περιοχή μελέτης. Το γεγονός αυτό ενισχύεται από τη σύγκρισή του με τον αντίστοιχο επίγειο δείκτη για την περιοχή της Λάρισας.

Το κυριότερο πρόβλημα κατά τη μεθοδολογία ήταν η μη επάρκεια επίγειων δεδομένων. Για την καλύτερη συσχέτιση των δορυφορικών και των επίγειων δεδομένων καθώς και τη μετατροπή της θερμοκρασίας με μια πιο ακριβή συνάρτηση, είναι απαραίτητη η ύπαρξη περισσότερο ολοκληρωμένων επίγειων στοιχείων, σε κάθε μετεωρολογικό σταθμό.

Η χρήση της Τηλεπισκόπησης έδωσε τη δυνατότητα εκτίμησης του φαινομένου σε όλο το υδατικό διαμέρισμα της περιοχής μελέτης, ακόμα και εκεί που δεν υπήρχαν μετεωρολογικοί σταθμοί ώστε το φαινόμενο να εκτιμούταν σημειακά.

Εντούτοις, η χρήση των δορυφορικών εικόνων πρέπει να γίνεται με μεγάλη προσοχή και κυρίως κατά τη συλλογή και επεξεργασία τους. Υπάρχει πάντα και η πιθανότητα του σφάλματος η οποία δεν μπορεί να αγνοηθεί. Το κυριότερο σφάλμα που μπορεί να προκύψει είναι σε αυτές καθαυτές τις δορυφορικές εικόνες. Αν για οποιονδήποτε λόγο, ο δορυφόρος κατέγραψε ανακλάσεις της ηλιακής ακτινοβολίας που δίνουν πολύ υψηλές τιμές θερμοκρασίας είναι δυνατόν αυτή η τιμή να περνάει στα δεδομένα και να λαμβάνεται ως αντιπροσωπευτική της περιοχής. Ένα σύνηθες πρόβλημα αυτού του τύπου είναι η ύπαρξη νεφικών σχηματισμών στην περιοχή μελέτης, που δίνει λανθασμένες τιμές εικονοστοιχείων (pixel).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Μετά την εφαρμογή του δείκτη αναγνώρισης RDI και την ανάλυση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από την παρούσα μεθοδολογία, δίνονται συνοπτικά τα συμπεράσματα καθώς και η αξιολόγηση της μεθόδου που χρησιμοποιήθηκε.

5.1.Συμπεράσματα

Από την εφαρμογή της μεθοδολογίας στην επιλεγμένη περιοχή μελέτης προκύπτουν συμπεράσματα που αφορούν όχι μόνο στην καταλληλότητα της μεθόδου αλλά και την ευκολία ανάγνωσης και ανάλυσης των αποτελεσμάτων της.

Με την δημιουργία και την ανάλυση των διαγραμμάτων στο κεφάλαιο 4 φαίνεται ότι η μέθοδος RDI, παρουσιάζει ικανοποιητικά αποτελέσματα και επομένως εμφανίζεται κατάλληλη στο να περιγράψει και να εκτιμήσει το φαινόμενο της ξηρασίας στην προς μελέτη περιοχή. Επίσης προκύπτει ότι η μέθοδος RDI είναι αποτελεσματική για το υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας όπου διεξάχθηκε η έρευνα, χωρίς την ύπαρξη δυσκολίας στην εξαγωγή των συμπερασμάτων λόγω των συγκεκριμένων κλιματολογικών συνθηκών που λαμβάνουν χώρα στην περιοχή.

Αναλυτικότερα η αποτελεσματικότητα και η εγκυρότητα της μεθόδου του δείκτη RDI στην περιοχή μελέτης φαίνεται όχι μόνο από τη ικανοποιητική σύγκριση του με το συμβατικό δείκτη Αναγνώρισης ξηρασίας, αλλά και από την εξαγωγή των χαρτών RDI για τη χρονική περίοδο 1998-2005 που διεξάχθηκε η μελέτη. Με βάση την χρωματική ανάλυση των χαρτών RDI διαφαίνεται ότι οι τιμές του δείκτη ακολουθούν την εποχική διακύμανση της θερμοκρασίας και το φαινόμενο της ξηρασίας γίνεται ολοένα και πιο έντονο σε περιόδους όπου η θερμοκρασία εμφανίζει υψηλές τιμές, δηλαδή τους μήνες Ιούνιο, Ιούλιο, Αύγουστο και Σεπτέμβριο. Αντίθετα για τους μήνες Δεκέμβριο, Ιανουάριο και Φεβρουάριο όπου η θερμοκρασία κυμαίνεται σε χαμηλά επίπεδα και οι βροχοπτώσεις είναι έντονες το φαινόμενο της ξηρασίας σχεδόν δεν λαμβάνει χώρα στην περιοχή μελέτης (Θεσσαλία). Αυτό καθίσταται εμφανές με την κλιμάκωση της χρονικής περιόδου εκτίμησης του δορυφορικού δείκτη (3, 6, 9 και 12 μηνών).

Κατά την διεξαγωγή της μελέτης η συγκέντρωση των στοιχείων τόσο των δορυφορικών (εικόνες LST) όσο και των επίγειων δεδομένων (τιμές βροχόπτωσης και θερμοκρασίας από τους σταθμούς) δεν παρουσίασε δυσκολία καθώς τα στοιχεία

αυτά είναι προσιτά και εύκολο να υπολογιστούν. Εξαίρεση αποτελεί το γεγονός ότι στην περιοχή έρευνας λόγω της ύπαρξης νεφών τη χρονική στιγμή που ελήφθησαν τα δορυφορικά στοιχεία, υπήρχαν λανθασμένες τιμές. Η χρήση όμως «επιλεκτικών» φίλτρων μέσου όρου επέτρεψε την εξαγωγή τιμών θερμοκρασίας από αυτές τις περιοχές επιτυγχάνοντας ελάχιστη απώλεια της ακρίβειας των αποτελεσμάτων ενώ σε αντίθετη περίπτωση οι εικόνες αυτές δεν θα χρησιμοποιούνταν.

Καθοριστικό ρόλο στην εξαγωγή συμπερασμάτων έχει η χρήση της Τηλεπισκόπησης και των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών μέσω της οποίας ήταν δυνατή η παρακολούθηση της χωρικής μεταβλητότητας της ξηρασίας. Η εκτίμηση του φαινομένου της ξηρασίας έγινε πιο εύκολη και πιο αποτελεσματική, καθώς δίνεται η δυνατότητα για μια ευρύτερη κάλυψη του φαινομένου στην περιοχή έρευνας σε αντίθεση με τα επίγεια δεδομένα που προκύπτουν από σταθμούς όπου η εκτίμηση του φαινομένου είναι σημειακή και μερικές φορές ανακριβής.

Είναι απαραίτητο να τονιστεί ότι τα αποτελέσματα της συγκεκριμένης έρευνας βασίστηκαν στη χρήση νέας τεχνολογίας (δορυφορικά δεδομένα, ανάλυση δεδομένων με τη χρήση H/Y) και επομένως η εκτίμηση του φαινομένου της ξηρασίας έγινε με αρκετά μεγάλη ακρίβεια και στη διάρκεια των επτά ετών που πραγματοποιήθηκε η έρευνα.

Τέλος, η εκτίμηση του φαινομένου της ξηρασίας γίνεται συνήθως σε βάθος χρόνου καθώς διαφέρει από άλλα παρόμοια περιβαλλοντικά φαινόμενα που προκαλούν καταστροφές (πλημμύρες, καταιγίδες κλπ.), γιατί έχει μεγάλη διάρκεια. Για το λόγο αυτό ο υπολογισμός των επίγειων δεδομένων έγινε σε ένα βάθος χρόνου 49 ετών. Αντίθετα τα δορυφορικά δεδομένα και κατά συνέπεια η επεξεργασία αυτών αφορά ένα διάστημα μόλις επτά ετών. Είναι κατανοητό λοιπόν ότι ο δείκτης που προέκυψε από τις επίγειες μετρήσεις έχει υποστεί ομαλοποιήσεις. Παρόλα αυτά, τα διαγράμματα σύγκρισης δεν έδειξαν σημαντικές διαφορές στην επικρατούσα κατάσταση της περιοχής. Η αξιοπιστία των δορυφορικών δεδομένων ανοίγει νέους δρόμους στην εκτίμηση της ξηρασίας, χρησιμοποιώντας λιγότερα δεδομένα και κατά συνέπεια κερδίζοντας πολύτιμο χρόνο, απαραίτητο για την καταπολέμηση του φαινομένου που πλήττει ένα μεγάλο ποσοστό περιοχών του πλανήτη αλλά και της χώρας μας.

5.2. Προτάσεις

Τα αποτελέσματα της εφαρμογής ήταν ικανοποιητικά και ενθαρρυντικά, οδηγώντας στην παραγωγή θεματικών χαρτών για την παρακολούθηση του φαινομένου της ξηρασίας. Υπάρχουν όμως δυνατότητες για την βελτίωση της υπάρχουσας μεθοδολογίας καθώς και για την ανάπτυξη νέων που πιθανόν να οδηγήσουν ενδεχομένως σε λεπτομερέστερα αποτελέσματα.

Για την πραγματοποίηση της παρούσας μελέτης χρησιμοποιήθηκαν δορυφορικά δεδομένα λόγω της διαθεσιμότητας τους, για το χρονικό διάστημα των επτά ετών για το υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας και επομένως η μελέτη του φαινομένου της ξηρασίας έγινε για ένα σχετικά μικρό διάστημα και όχι για μια σχετικά μεγάλη χρονοσειρά γεγονός που θα συνέβαλε στην αποτελεσματικότερη εκτίμηση και κατανόηση του φαινομένου.

Επίσης για την εξαγωγή των αποτελεσμάτων χρησιμοποιήθηκαν δορυφορικά και επίγεια δεδομένα μόνο από την περιοχή της Λάρισας γεγονός που περιόρισε την έρευνα και το φάσμα των αποτελεσμάτων. Για μια καλύτερη προσέγγιση του φαινομένου της ξηρασίας και λόγω του διαχωρισμού του διαμερίσματος της Θεσσαλίας σε λεκάνες και υπολεκάνες απορροής θα ήταν προτιμότερο να γίνει η επεξεργασία και η ανάλυση των δεδομένων που αντλήθηκαν, σε ένα μεγαλύτερο αριθμό σταθμών ώστε τα αποτελέσματα να είναι πιο αντιπροσωπευτικά.

Αναλυτικότερα, με τη χωρική διακριτοποίηση του υδατικού διαμερίσματος της Θεσσαλίας σε υπολεκάνες απορροής και την εφαρμογή της μεθόδου για κάθε υπολεκάνη ξεχωριστά, η εξαγωγή των αποτελεσμάτων θα ήταν πιο αντιπροσωπευτική και θα καλύπτονταν με τον τρόπο αυτό από ένα μεγαλύτερο φάσμα αποτελεσμάτων που θα περιέγραφαν με μεγαλύτερη λεπτομέρεια και ακρίβεια το προς μελέτη φαινόμενο. Άλλωστε λόγω της διαφοροποίησης των κλιματικών συνθηκών και της γεωμορφολογίας του υδατικού διαμερίσματος της Θεσσαλίας, για την καλύτερη συσχέτιση των δορυφορικών και επίγειων δεδομένων απαιτείται η επιλογή ενός μεγαλύτερου αριθμού περιοχών για μελέτη.

Επίσης θα ήταν σκόπιμο να εξεταστούν και να συγκριθούν τα επίγεια με τα δορυφορικά δεδομένα ξεχωριστά σε κάθε μετεωρολογικό σταθμό, και να εξαχθούν σχέσεις μετατροπής της θερμοκρασίας για κάθε σταθμό ξεχωριστά. Με τον τρόπο αυτό θα λαμβάνονταν υπόψη και οι κλιματικές ιδιαιτερότητες κάθε υποπεριοχής της Θεσσαλίας, οι οποίες διαφοροποιούν το θερμοκρασιακό εύρος. Θα μπορούσε ακόμη να μελετηθεί και κάθε μήνας του έτους ξεχωριστά, προκύπτοντας έτσι δώδεκα

διαφορετικές σχέσεις για κάθε σταθμό, καθώς είναι γνωστό ότι το εύρος της θερμοκρασίας μεταβάλλεται αναλόγως με την εποχή του έτους και την περιοχή μελέτης.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ελληνική βιβλιογραφία

1. Γκούμας Κ. (1996). Η διαχείριση των υδατικών πόρων στη Θεσσαλία και η λειτουργία του θεσμικού πλαισίου (Ν. 1739/87). Πρακτικά 2^{ου} Πανελλήνιου Συνεδρίου «Εγγειοβελτιωτικά Έργα-Διαχείριση Υδατικών Πόρων-Εκμηχάνιση Γεωργίας», Λάρισα Α': 104-131.
2. Δαλέζιος Ρ.Ν. (2004). Περιβαλλοντική Τηλεπισκόπηση. Πανεπιστημιακές εκδόσεις. Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Βόλος.
3. Δαλέζιος Ρ.Ν. και Πρίνος Π. (2004). Ένταση και έκταση της ξηρασίας στην κεντρική και βόρεια Ελλάδα με τη χρήση του δείκτη Palmer (PDSI). Ερημοποίηση – Επιστημονικές εργασίες Ελλήνων συγγραφέων: 732.
4. Δήμος Γ. (2005). Γενικά Μαθηματικά. Πανεπιστημιακές Εκδόσεις Θεσσαλίας.
5. Ζαραγκότας Χ. (2005). Πιθανοθεωρητική χρονική και χωρική ανάλυση ξηρασίας και διερεύνηση της σχέσης μετεωρολογικής και υδρολογικής ξηρασίας στη Θεσσαλία. Διπλωματική εργασία, Τμήμα Διαχείρισης Αγροτικού Περιβάλλοντος και Φυσικών Πόρων, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Βόλος.
6. Κανέλλου Ε. (2006). Εκτίμηση περιοχικής Δυνητικής Εξατμισοδιαπνοής με χρήση Τηλεπισκόπησης και Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών», Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών «Αειφορική Διαχείριση Υδατικού Περιβάλλοντος», τμήματος Γεωπονίας Ιχθυολογίας και Υδάτινου Περιβάλλοντος, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Βόλος, 2006.
7. Κουτσογιάννης Δ. (1997). Αναβάθμιση και επικαιροποίηση της υδρολογικής πληροφορίας της Θεσσαλίας ΥΠΕΧΩΔΕ-ΕΜΠ
8. Κωτούλας Δ. (2001). Υδρολογία και Υδραυλική Φυσικού Περιβάλλοντος. Εκδόσεις Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη
9. Λουκάς Α., Μυλόπουλος Ν., Μεθυμάκη Ι., Χατζηευαγγέλου Κ., Ψόχιου Β. (2003). Διαχείριση Επιφανειακού Υδατικού Δυναμικού της Λεκάνης του Πηνειού Ποταμού, Πρακτικά 3^{ου} Συνεδρίου Ανάπτυξης της Θεσσαλίας «Επιστημονικό Συνέδριο για τη Διαχείριση των Υδάτινων Πόρων και την Αειφόρο Ανάπτυξη στη Θεσσαλία», ΕΘΕΜ, Λάρισα, 12-14 Δεκεμβρίου.

10. Μέρτικας Σ.Π. (1999). Τηλεπισκόπηση και ψηφιακή ανάλυση εικόνας (Αθήνα: ΙΩΝ)
11. Μιχολίτσης Γ.Α. (2002). Σημειώσεις εργαστηρίου Φυσικής. Πανεπιστημιακές εκδόσεις. Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Βόλος.
12. Μουτσούλας Μ. (1993). Εισαγωγή στην Τηλεανίχνευση. Εκπαιδευτικές σημειώσεις, ΕΛΚΕΠΑ.
13. Παπαζαφειρίου Ζ. (1984). Αρχές και Πρακτική των Αρδεύσεων. Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη: 471.
14. Παπαζαφειρίου Ζ. (1999). Οι ανάγκες σε νερό των καλλιεργειών. Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη: 335.
15. Παπαϊωάννου Γ. (1995). Εξάτμιση και Διαπνοή, Στο: Υδατικοί Πόροι: Ι. Τεχνική Υδρολογία, Τσακίρης, 1995, Εκδόσεις Συμμετρία, Αθήνα: 167-221.
16. Πέππας Α. (2001). Προσομοίωση υδατικών πόρων και χρήσεων νερού στη Θεσσαλία. Διπλωματική εργασία, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Εθνικό Μετσόβειο Πολυτεχνείο.
17. Περιφέρεια Θεσσαλίας Αναπτυξιακό προφίλ των Περιφερειών Διέλευσης της Εγνατίας Οδού, ΕΓΝΑΤΙΑ ΟΔΟΣ Α.Ε. – Παρατηρητήριο, Ιούνιος 2008
18. Συλλαίος Ν. (2000). Εισαγωγή στην Τηλεπισκόπηση και στα Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών, Εκδόσεις Γιαχούδη-Γιαπούλη.
19. Τζαμπύρας, Ι. (2005). Επιπτώσεις της κλιματικής αλλαγής στην ένταση ξηρασίας στις λεκάνες απορροής του υδατικού διαμερίσματος της Θεσσαλίας. Διπλωματική εργασία, Τμήμα Διαχείρισης Αγροτικού Περιβάλλοντος και Φυσικών Πόρων, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Βόλος.
20. Τσακίρης Γ. (1995). Υδατικοί πόροι: Ι Τεχνική Υδρολογία. Εκδόσεις Συμμετρία, Αθήνα.
21. Φλόκας Α.Α. (1997). Το νερό στην ατμόσφαιρα. Στο: Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Β' έκδοση, Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη: 189-261.

Ξένη βιβλιογραφία

1. Andersen J., Sandholt I., Jensen H., Refsgaard C. and Gupta H. (2002). Perspectives in using a remotely sensed dryness index in distributed hydrological models at the river-basin scale. Hydrological Processes 16, pp.2973-2987

2. Avery and Berlin, Fundamentals of remote sensing and airphoto interpretation (5th ed.), Maxwell Macmillan, USA (1992), p. 472.
3. Barrett, E.C. and Curtis, L.F. (1992) Introduction to environmental remote sensing. In: Introduction to Environmental Remote Sensing, 3rd Ed., Chapman & Hall, London, U.K, p. 426
4. Bayarjargal Y., Karnieli A., Bayasgalan M., Khudulmur S., Gandush C. & C.J. Tucker (2006). A comparative study of NOAA–AVHRR derived drought indices using change vector analysis. Remote Sensing of Environment, [Available online at www.sciencedirect.com], 14 p.
5. Becker F. and Li Z.L. (1990). Towards a local “split window” method over land surface. Int. J. Rem. Sens., No 3, pp. 369-393.
6. Benedetti R. and Rossini P. (1993). On the use of NDVI profiles as a tool for agricultural statistics. The case study of wheat yield estimate and forecast in Emilia Romagna. Remote Sensing of Environment, 45, pp. 311–326.
7. Bhalme H. N. and Mooley D. A. (1980). “Large-scale droughts/Floods and monsoon circulation”. Mon. Wea. Rev., No 108, pp. 1197-1211
8. Blaney H.F. and Criddle W.D. (1950). Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. USDA Soil Conservation Service, Tech.Paper, No.96, pp. 48.
9. Choudhury B.J. and DiGirolamo N.E. (1998). A biophysical process-based estimate of global land surface evaporation using satellite and ancillary data. I. Model description and comparison with observations. *J. Hydrol.* **205** 3–4, pp. 165–185.
10. Dalezios N.R, Domenikiotis C. and Loukas A. (2001). “Identification procedure of severe rainstorms and hailstorms using satellite and radar data”. XXVI General Assembly of the European Geophysical Society, Nice, France, 25-30 March 2001 Geophysical Research Abstracts, Vol. 3.
11. Dalezios N.R., Loukas A. and Bampzelis D. (2002). “Spatial Variability of Reference Evapotranspiration in Greece”. Journal Physics and Chemistry of the Earth, 27(23-24), pp. 1031-1038.
12. Dalezios N.R., Loukas A., Vasiliades L. and Liakopoulos E. (2000). Severity-duration- frequency analysis of droughts and wet periods in Greece. *J. Hydrological Sciences*, 45 (5), pp. 751-769.

13. Dalezios N.R., Papazafiriou Z.G., Papamichail D.M. and Karacostas T.S. (1991). Drought assessment for the potential of precipitation enhancement in Northern Greece. *Theor. Appl. Climatol.*, 44, pp. 75-88.
14. Domenikiotis C., Spiliopoulos M., Tsiros E. And Dalezios N.R. (2002). Application of NOAA.AVHRR VCI for drought monitoring in Thessaly. *Proceedings of the 6th International Conference of Protection and Restoration of the Environment*, Skiathos, Greece, pp. 1663-1670.
15. Doorenbos J. and Pruitt W.O. (1977). Crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, No 24, pp. 144.
16. Dracup J.A., Lee K.S. and Paulson Jr. E.G. (1980). On the definition of droughts. *Water Resour. Res.*, 16 (2), pp. 297-302.
17. Draper N.R. and Smith H. (1981). *Applied Regression Analysis*, Second Edition. John Wiley & Sons, Inc., New York.
18. FEWS Bulletin (1996). United States Agency for International Development (USAID) <http://www.info.usaid.gov/fews/fews.html>
19. Glantz M.H. (1987). Drought in Africa. *Scientific American*, 256 (6), pp. 34-40.
20. Gutman G., Tarpley D., Ignatov A. and Olson S. (1995). "The enhanced NOAA global land data set from the Advanced Very High Resolution Radiometer," *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 76, no. 7, pp. 1141-1156
21. Hargreaves G.H. (1974). Estimation of potential and crop evapotranspiration. *Trans. ASAE* 17, pp. 701-704.
22. Hayes M. J. and Decker W. L. (1996). Using NOAA AVHRR data to estimate maize production in the United States Corn Belt. *International Journal of Remote Sensing*. 17, pp. 3189-3200.
23. Hayes MJ, Svodova MD, Wilhite DA and Vanyranko O.V. (1999). "Monitoring the 1996 drought using the Standardized Precipitation Index". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 80, pp.429-438
24. Hoobs T.J. (1997). Atmospheric correction of NOAA-11 NDVI data in the arid rangelands of Central Australia. *International Journal of Remote Sensing*, 18, pp. 1051-1058.
25. Kanellou E., Domenikiotis C., Tsiros E. and Dalezios N.R. (2008a). A Geoinformatic Approach to Drought Estimation in Thessaly. *International*

- Symposium: Water shortage Management, 20 June 2008, Athens, Greece, p. 14 (is accepted).
26. Kanellou E., Tsiros E., Domenikiotis C. and Dalezios N.R. (2008b). RDI and VHI estimation in Thessaly based on satellite data. Παρουσίαση σε επιστημονική διημερίδα στη Μάλτα, Οκτώβριος 2007, p.12.
 27. Karl T. R. (1986). The sensitivity of the Palmer Drought Severity Index and Palmer's Z-index to their calibration coefficients including potential evapotranspiration. J. Clim. Appl. Meteor., Vol 25, pp. 77-86.
 28. Keyantash J. and Dracup J.A. (2002). "The Quantification of Drought: An Evaluation of Drought Indices". Bulletin of American Meteorological Society, pp. 1167-1180.
 29. Kidwell K.B (1994). Global Vegetation Index User's Guide. Washington, DC: U.S. Department of Commerce, Technical Report,
 30. Kogan F.N. (1990). Remote sensing of weather impacts on vegetation in non-homogenous areas. International Journal of Remote Sensing, 11, pp. 1405-1419.
 31. Kogan F.N. (1994). NOAA plays leadership role in developing satellite technology for drought watch. Earth Observation Magazine. September, 18-21.
 32. Kogan F.N. (1995a). Droughts of the late 1980s in the United States as derived from NOAA polar orbiting satellite data. Bulletin of the American Meteorological Society, 76, pp. 655-668.
 33. Kogan F.N. (1995b). Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection. Adv. In Space Res. 15, pp. 91-100.
 34. Kogan F.N. (1997). Global drought watch from space. Bulletin of the American Meteorological Society. 78, pp. 621-636.
 35. Kogan F.N. (2001). Operational Space Technology for Global Vegetation Assessment. Bull. Amer. Meteor. Soc. 82 (9), pp. 1949-1964.
 36. Kogan F.N., Sullivan J. (1993). Development of global drought-watch system using NOAA/AVHRR data. Adv. Space Res. 13 (5), pp. 219-222.
 37. Kothavala Z. (1997). Extreme precipitation events and the applicability of global climate models to the study of floods and droughts. Math. Comp. Simul. Vol. 43, pp. 261-268.

38. Kothavala Z. (1999). The duration and the severity of drought over eastern Australia simulated by a coupled ocean-atmosphere GCM with a transient increase in CO₂. *Envir. Modell. Software*, Vol. 14, pp. 243-252.
39. Laporte N., Justice C.O. and Kendall S. (1995). Mapping the dense humid forest of Cameroon and Zaire using AVHRR satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 16, pp. 1127–1145.
40. Linacre E.T. (1977). A simple formula for estimating evapotranspiration rates in various climates, using temperature data alone. *Agric. Meteorol.* No 18, pp. 409-424.
41. Lohani V.K. and Loganathan G.V. (1997). An early warning system for drought management using the Palmer Drought Index. *J. Am. Water Resour. Ass.*, Vol. 33 (6), pp. 1375-1386.
42. Los S.O., Justice C.O. and Tucker C. J. (1994). A global 1 by 1 degree NDVI data set for Climate studies derived from GIMMS continental NDVI data. *International Journal of Remote Sensing*, 15, pp. 3493–3518.
43. Louie P.Y.T. (1986). An operational Palmer Drought Severity Index. Program for Canadian Synoptic Stations. *Proceedings, Can. Hydrology Symposium (CHS86)*, Regina, Sask., 3-6 June, pp.101-112.
44. Loukas A., Vasiliades L. and Dalezios N.R. (2002). Hydroclimatic variability of regional droughts in Greece using the Palmer Moisture Anomaly Index. *Nordic Hydrology*, 33 (5), pp. 425-442.
45. Loukas A., Vasiliades L., Domenikiotis C. and Dalezios N.R. (2004). “Basin-wide Actual Evapotranspiration Estimation Using NOAA/AVHRR Satellite Data”. *Physics and Chemistry of the Earth*.
46. Maiden M. E. and Grego S. (1994). NASA’s Pathfinder Data Set Program: land surface parameters. *International Journal of Remote Sensing*, 15, pp. 3333–3345.
47. McKee TB, Doeskin NJ, Kleist J (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: *Proceedings of the eighth conference on applied climatology*, Anaheim, CA, January 17–23, 1993. American Meteorological Society Boston MA, pp. 179–184.
48. McVicar T.R. and JUPP D.L.B. (1998). The current and potential operational uses of remote sensing to aid decisions on drought exceptional circumstances in Australia: a review. *Agricultural Systems*, 57, pp. 399–468.

49. McVicar T.R., Jupp D.L.B., Yang X. and Tian G. (1992). "Linking regional water balance models with remote sensing". In Proceedings of the 13th Asian Conference on Remote Sensing, Ulaanbaatar, Mongolia, 7-11 October, pp. B.6.1-B.6.6.
50. Ohring G., Gallo K., G rubber A., Planet L., Stowe L., Tarpley J.D. (1989). Climate and global change-Characteristics of NOAA satellite data. EOS, Vol. 70, pp. 889-901
51. Oladipo E.O. (1985) "A comparative performance analysis of three meteorological drought indices". J. Climatol., Vol. 5, pp. 655-664
52. Palmer W.C. (1965). Meteorological Drought. U.S. Weather Bureau, Res. Paper No 45, p. 58.
53. Papadopoulou E., Varanou E., Baltas E., Dassaklis A. and Mimikou M. (2003). Estimating evapotranspiration and its spatial distribution in Greece using empirical methods. 8th International Conference on Environmental Science and Technology, 8-10 September 2003, Lemnos island, Greece.
54. Pongracz R., Bogardi I. and Duckstein L. (1999). Application of fuzzy rule-based modeling technique to regional drought. J. Hydrol., Vol. 224, pp. 100-114.
55. Prout N., Dalezios N., Manore M., Tracey J., Brown R. and Walker G. (1986). Agricultural Drought: Precipitation deficiency and NOAA AVHRR indices comparisons. Proceedings, Can. Hydrology Symposium (CHS86), Regina, Sask., 3-6 June, pp. 91-100.
56. Rossi G., Benedini M., Tsakiris G. and Giakoumakis S. (1992). On the regional drought estimation and analysis. Water Resources Management, Vol. 6, No 4, pp. 249-277.
57. Sandholt I., Rasmussen K. and Andersen J. (2002). A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for the assessment of the surface moisture status, *Remote Sensing of Environment* 79, pp. 213-224.
58. Scian B. and Donnari M. (1997). Retrospective analysis of the Palmer Drought Severity Index in the semi-arid pampas region, Argentina. Inter. J. Climat., Vol. 17 (3), pp. 313-322.
59. Sellers P.J. (1985). Canopy reflectance, photosynthesis, and transpiration. International Journal of Remote Sensing, 6, pp. 1335-1372.

60. Shafer B.A. and Dezman L.E. (1982). Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snowpack runoff areas. *Proceedings of the Western Snow Conference*, pp. 164-175.
61. Szinell C.S., Bussay A. and Szentimrey T. (1998). Drought tendencies in Hungary. *Inter. J. Climat.*, Vol. 18 (3), pp. 1479-1491.
62. Tannehill I. R. (1947). *Drought: Its Causes and Effects*. Princeton University Press, p. 264
63. Tate E., Gustard A. (1999). Drought definition: A hydrological perspective. Institute of Hydrology, Wallingford, Oxon, OX108BB, UK.
64. Thornthwaite C.W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.* No 38, pp.55-94.
65. Tsakiris G., Vangelis H. (2005). Establishing a drought index incorporating evapotranspiration. *Eur Water* 9-10, pp. 1-9.
66. Tsakiris G., Pangalou D., Vangelis H. (2006). Regional drought assessment based on the Reconnaissance Drought Index (RDI). *Water Resour Manag* 21(5), pp. 821–833
67. Tsiros E., Domenikiotis C., Spiliotopoulos M. and Dalezios N.R. (2004). “Use of NOAA/AVHRR-Based Vegetation Condition Index (VCI) and Temperature Condition Index (TCI) for Drought Monitoring in Thessaly, Greece.” *International Symposium on Water Resources Management: Risks and Challenges for the 21st Century*, Ismir, Turkey, 2-4 September 2004, pp. 769-782.
68. Tsiros E., Domenikiotis C., Kanellou E., Dalezios N.R. and Tzortzios S. (2008). Identification of Water Limited Growth Environment Zones Using NOAA/AVHRR Data. 4th International Conference on Information and Communication Technologies in Bio and Earth Sciences (HAICTA 2008), September 18-20, 2008, Athens, Greece, pp. 150-155.
69. Tucker C.J. and Choudhury B.J. (1987). Satellite remote sensing of drought conditions. *Remote Sensing of Environment*. 23, pp. 243-251.
70. Van de Griend A.A., Owe M. (1993). Determination of microwave vegetation optical depth and single scattering albedo from large scale soil moisture and Nimbus/SMMR satellite observations. *Int. J. Remote Sensing* 14(10), pp. 1875–1886.

71. Van Rooy M.P. (1965). "A rainfall anomaly index independent of time and space". *Notos*, 14, pp. 43–48.
72. Wilhite D.A. (Ed.) (2005). *Drought and Water Crises: Science, Technology and Management Issues*. CRC Press and Taylor and Francis, NY, p.406
73. Wilhite D.A. and Glantz M.H. (1985). Understanding the drought phenomenon: The role of definitions. *Water International* 10(3), pp. 111–120.
74. Wilhite D.A., Hayes M.J., Svodova M.D. (2000). Drought monitoring and assessment in the U.S In: Voght JV, Somma F (eds) *Drought and drought mitigation in Europe*. Kluwers, Dordrecht
75. World Meteorological Organization (1975). "Drought and agriculture". WMO Note 138, Publ. WMO-392, Geneva, Switzerland, p.127

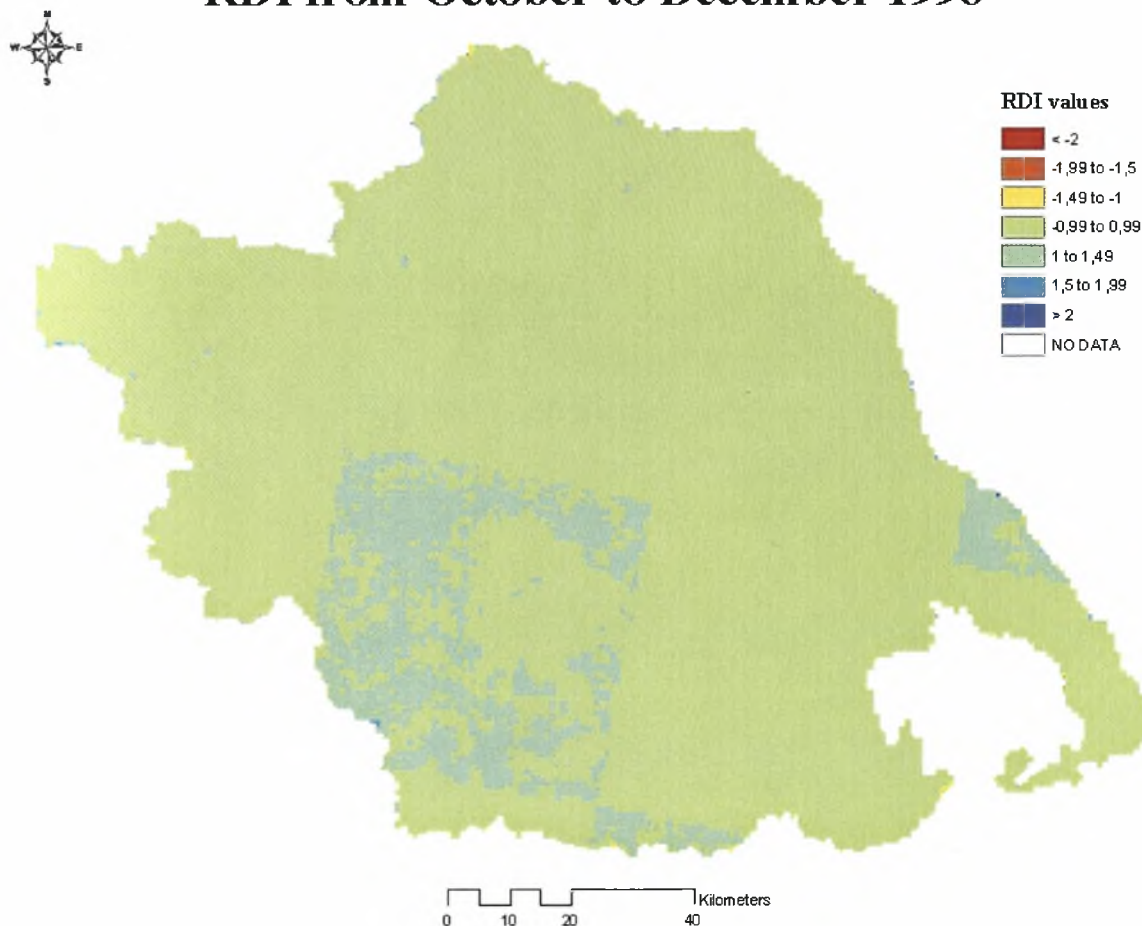
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Χάρτες εκτίμησης ξηρασίας με χρήση δορυφορικού δείκτη RDI για χρονική διάρκεια 3, 6, 9 και 12 μηνών κάθε υδρολογικού έτους

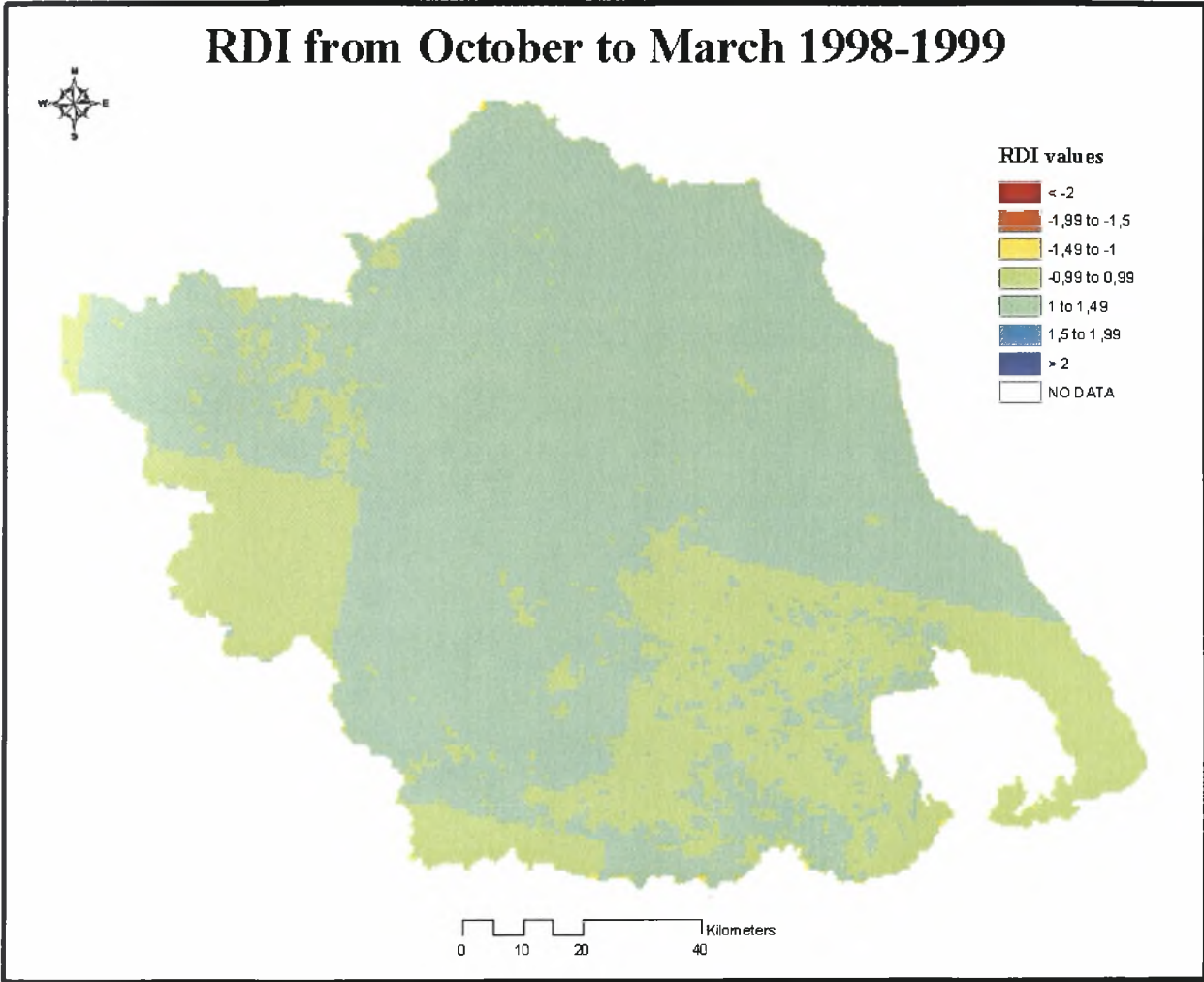
- Π.1** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 1998-1999.
- Π.2** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 1998-1999
- Π.3** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 1998-1999
- Π.4** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 1998-1999
- Π.5** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 1999-2000
- Π.6** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 1999-2000
- Π.7** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 1999-2000
- Π.8** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 1999-2000
- Π.9** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 2000-2001
- Π.10** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 2000-2001
- Π.11** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 2000-2001
- Π.12** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 2000-2001
- Π.13** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 2001-2002

- Π.14** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 2001-2002
- Π.15** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 2001-2002
- Π.16** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 2001-2002
- Π.17** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 2002-2003
- Π.18** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 2002-2003
- Π.19** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 2002-2003
- Π.20** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 2002-2003
- Π.21** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 2003-2004
- Π.22** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 2003-2004
- Π.23** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 2003-2004
- Π.24** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 2003-2004
- Π.25** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 2004-2005
- Π.26** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 2004-2005
- Π.27** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 2004-2005
- Π.28** Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 2004-2005

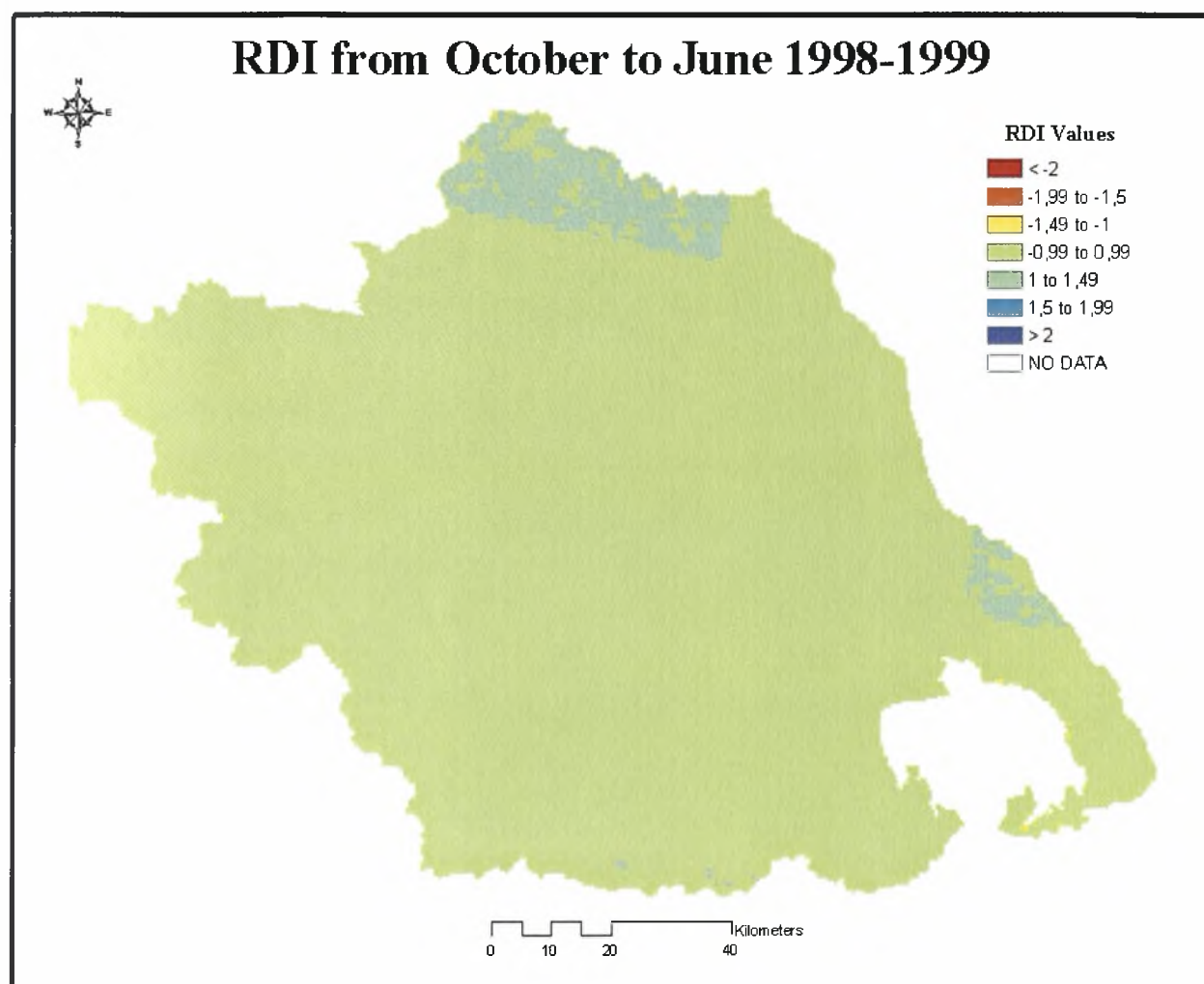
RDI from October to December 1998



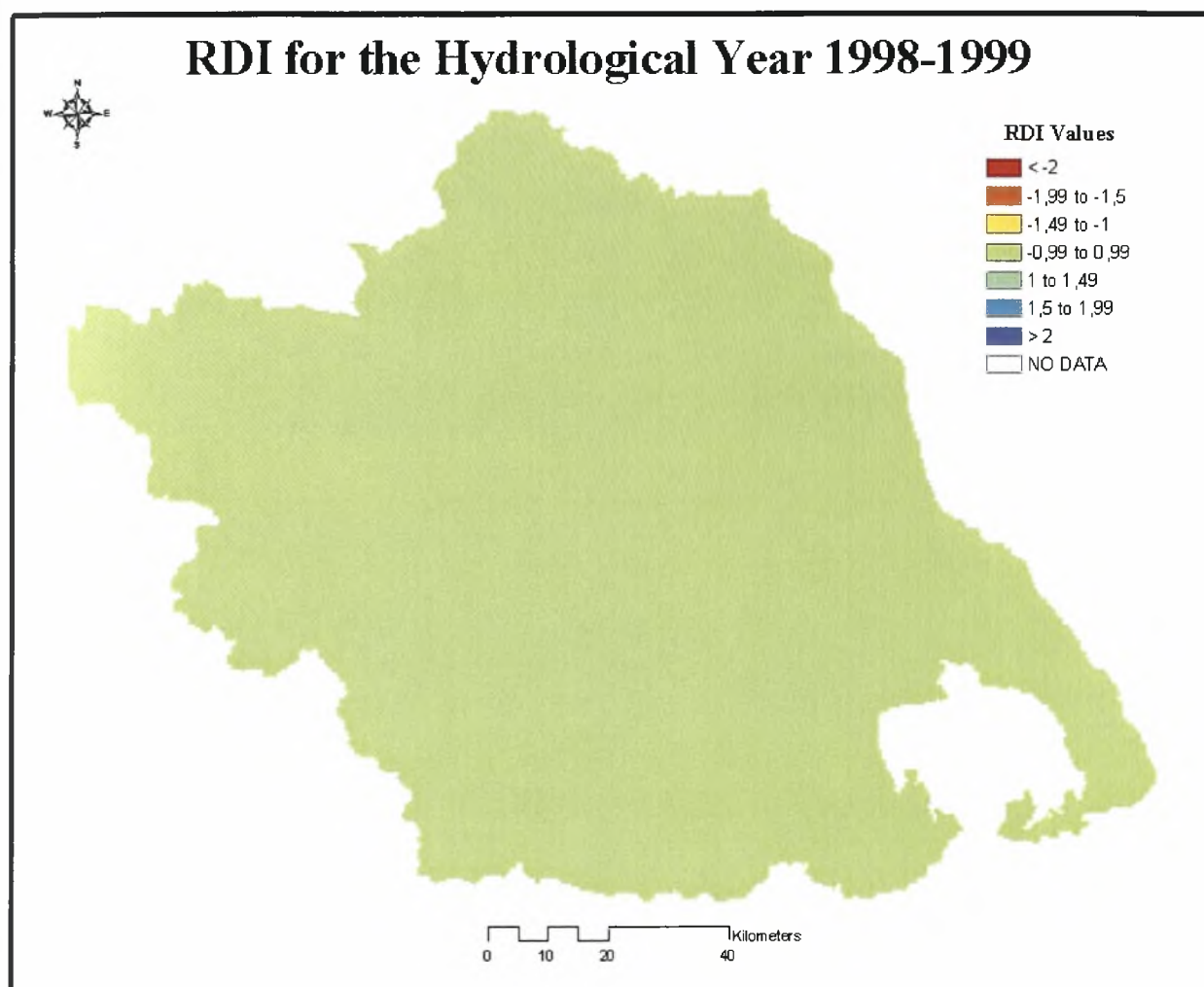
Π.1 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 1998-1999.



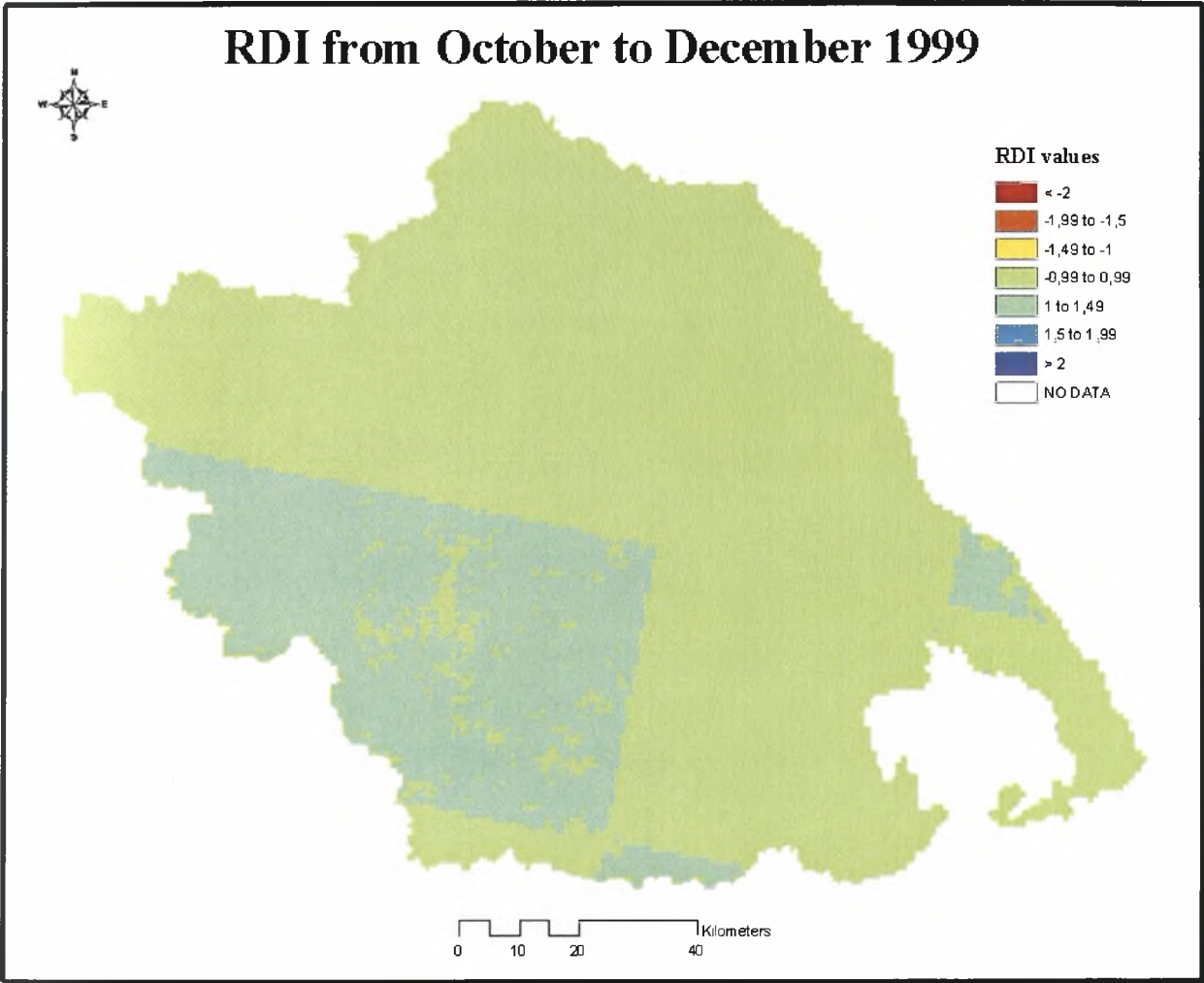
Π.2 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 1998-1999



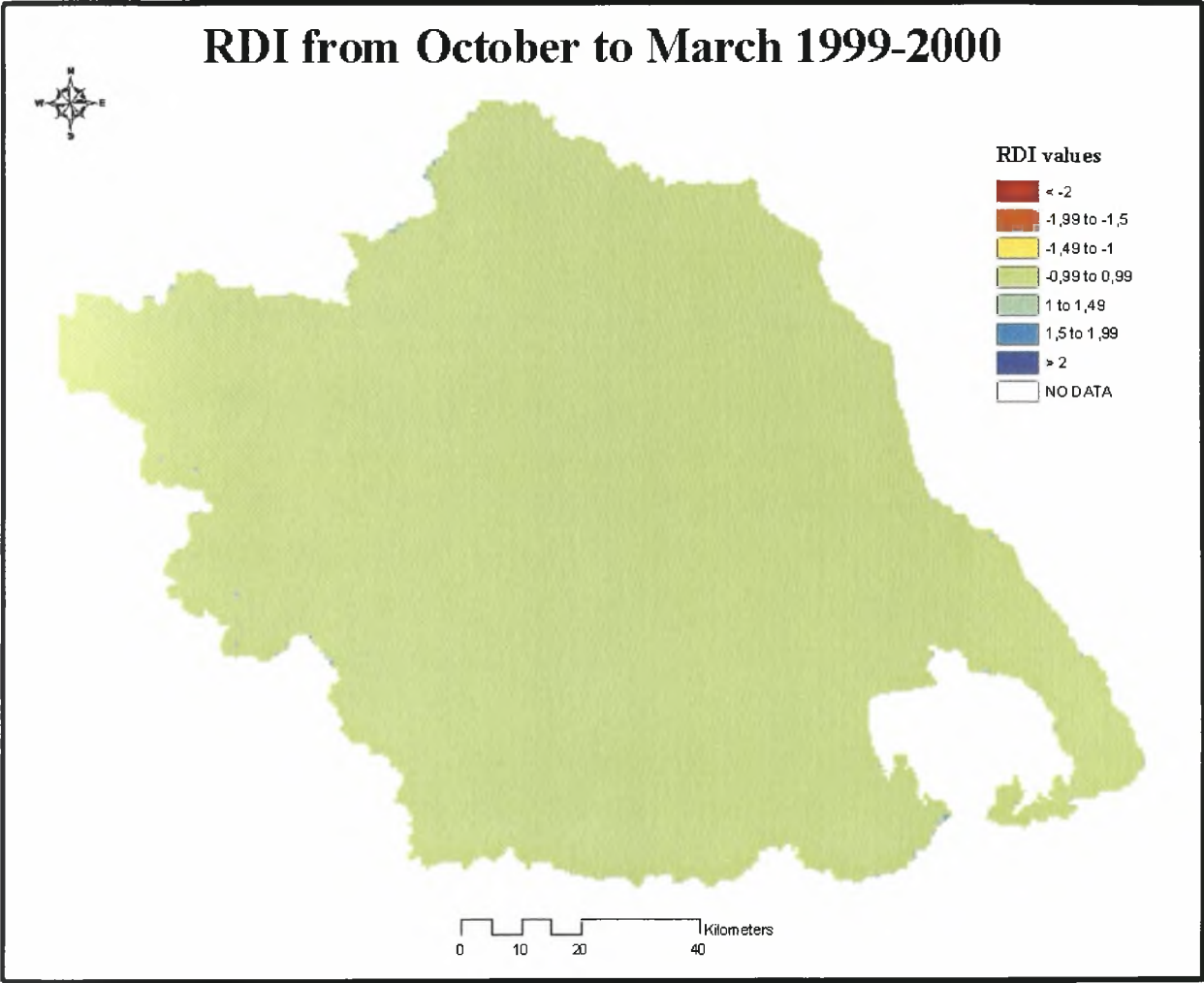
Π.3 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 1998-1999



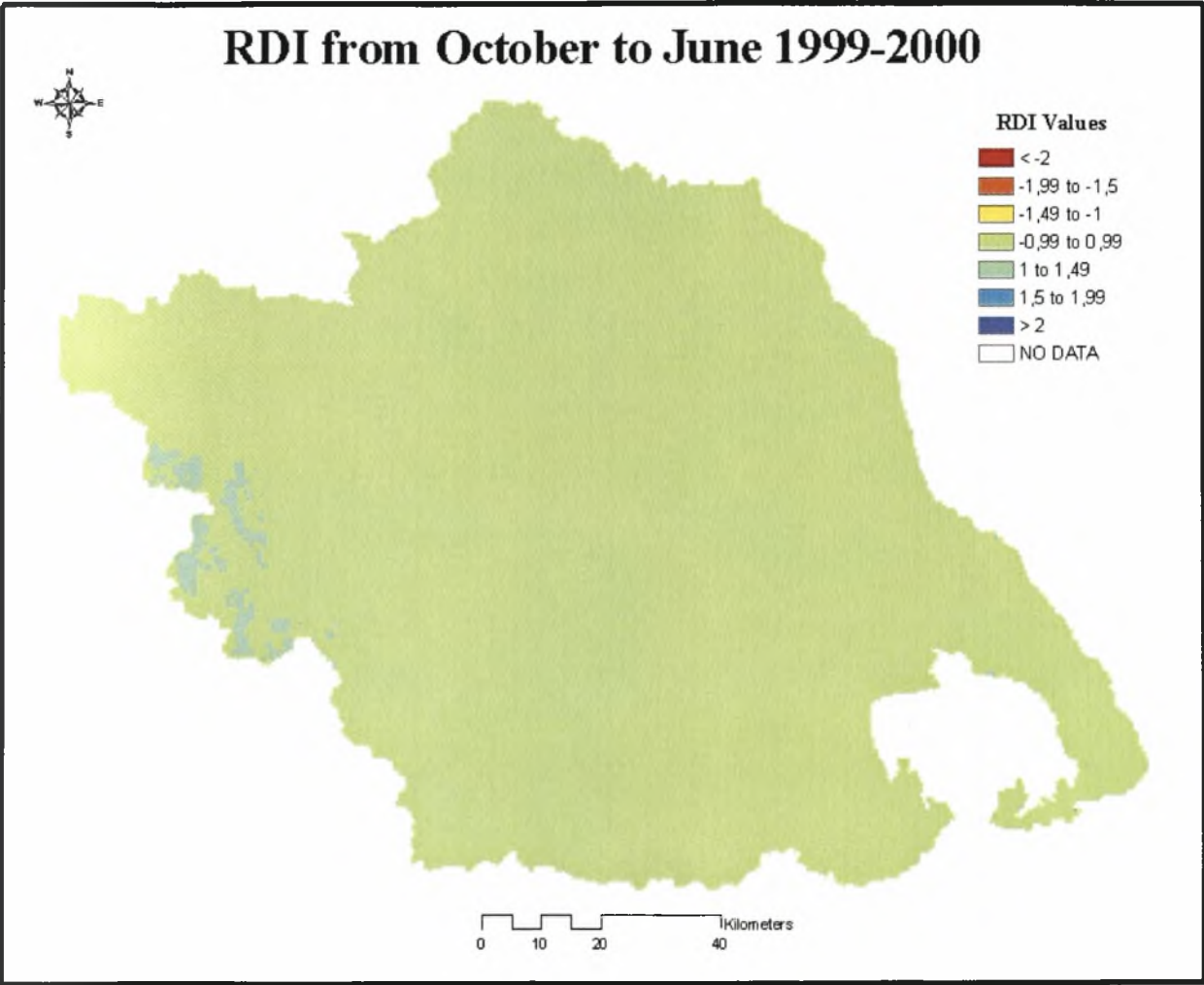
Π.4 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 1998-1999



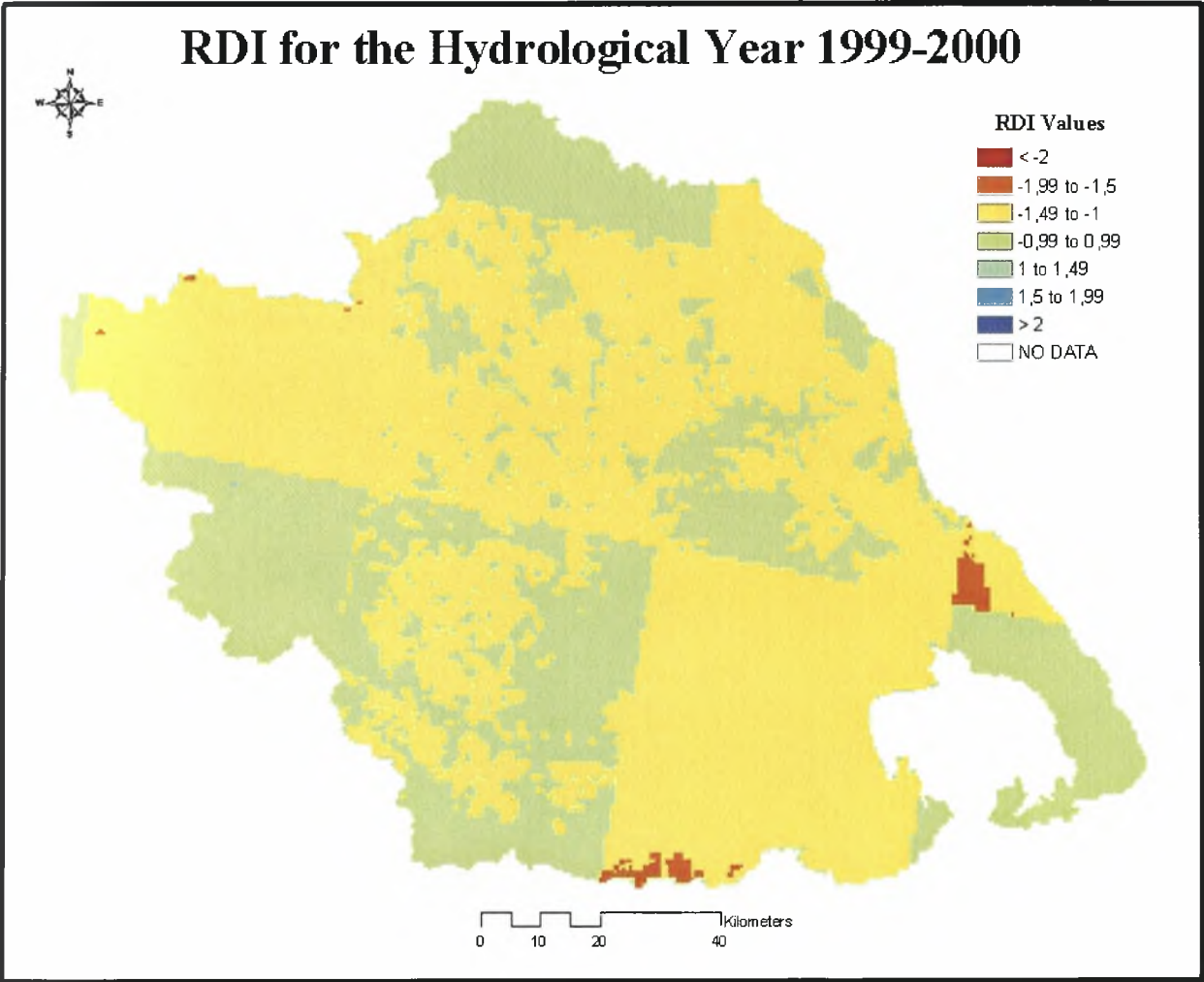
Π.5 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 1999-2000



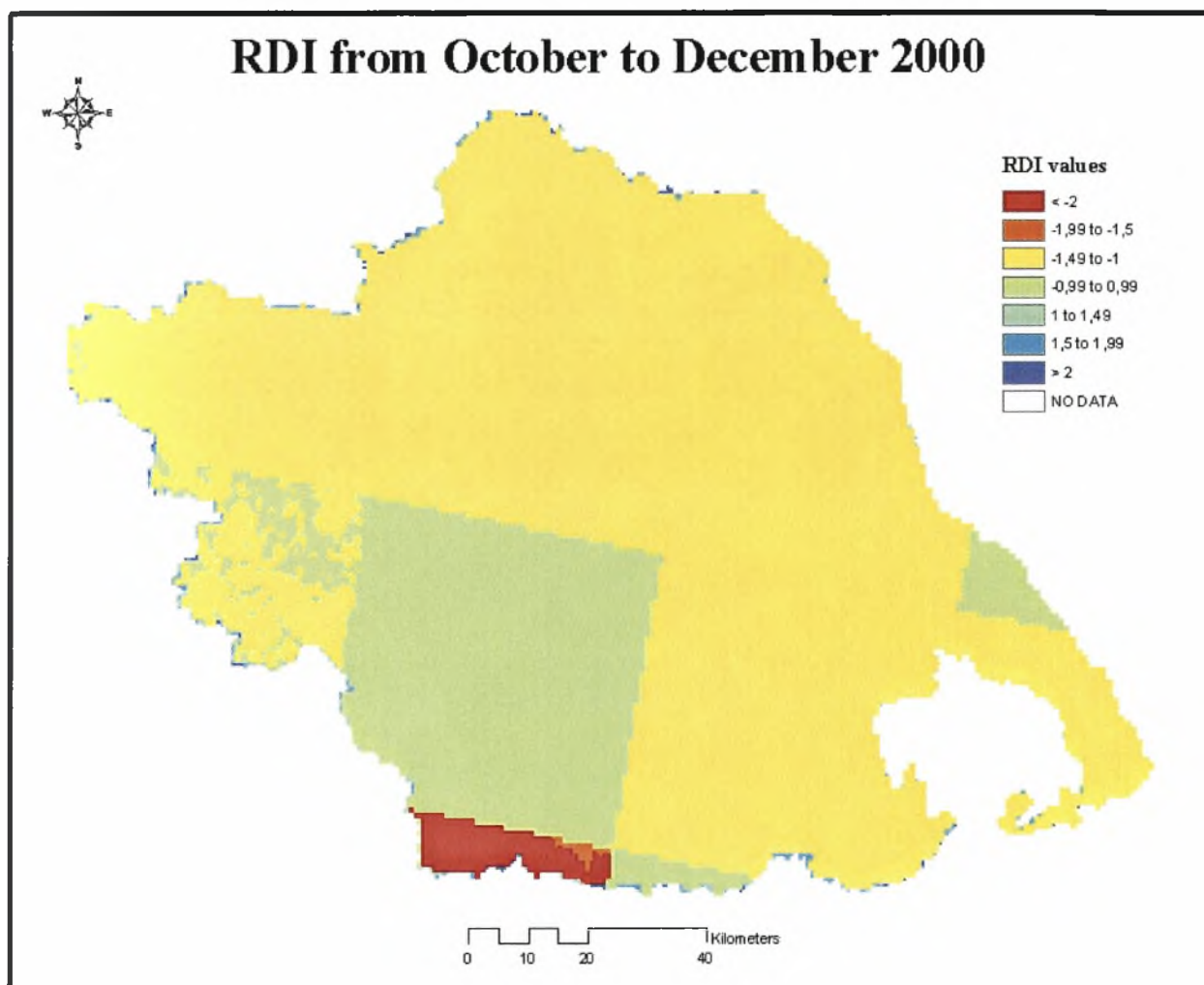
Π.6 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 1999-2000



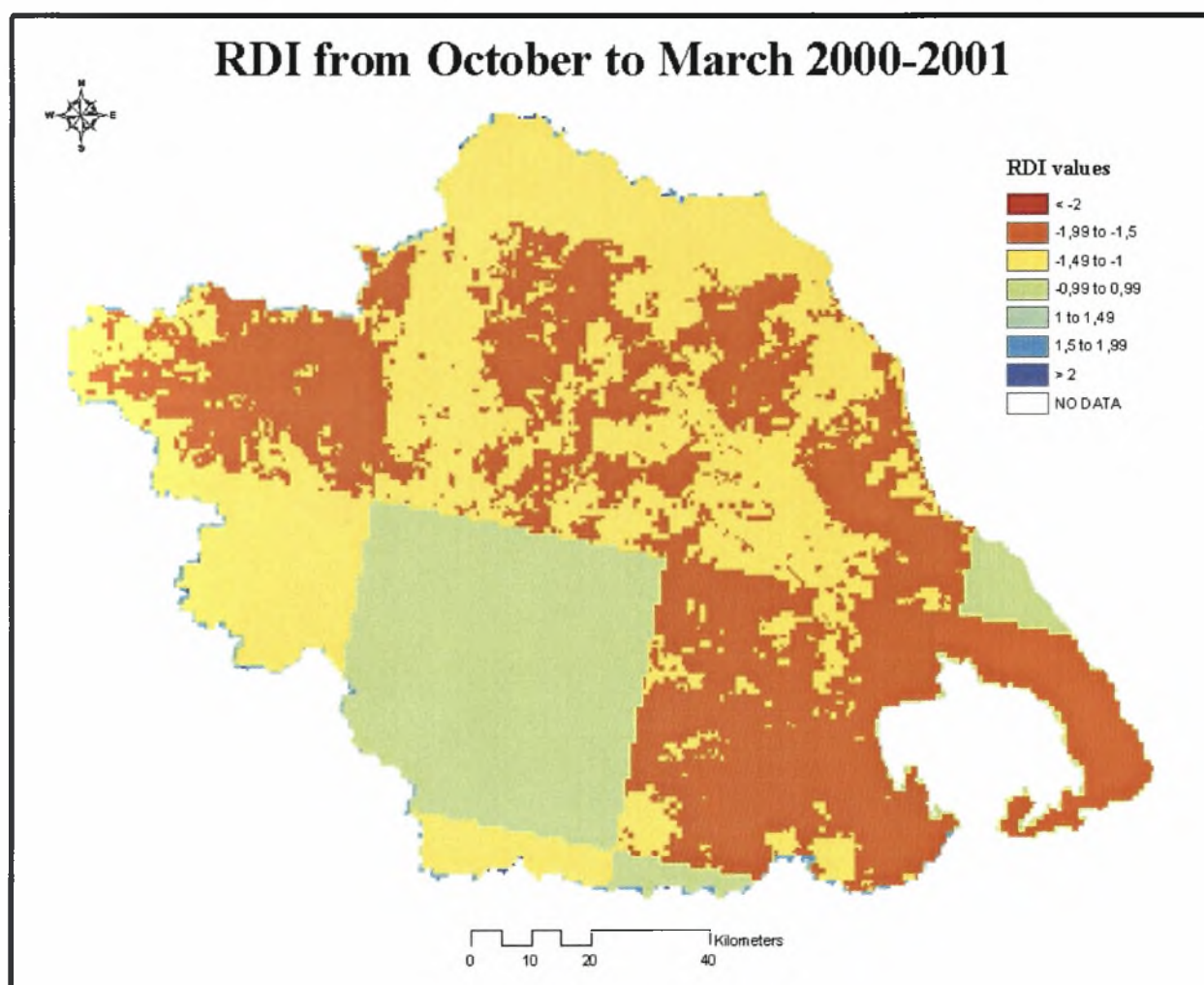
Π.7 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 1999-2000



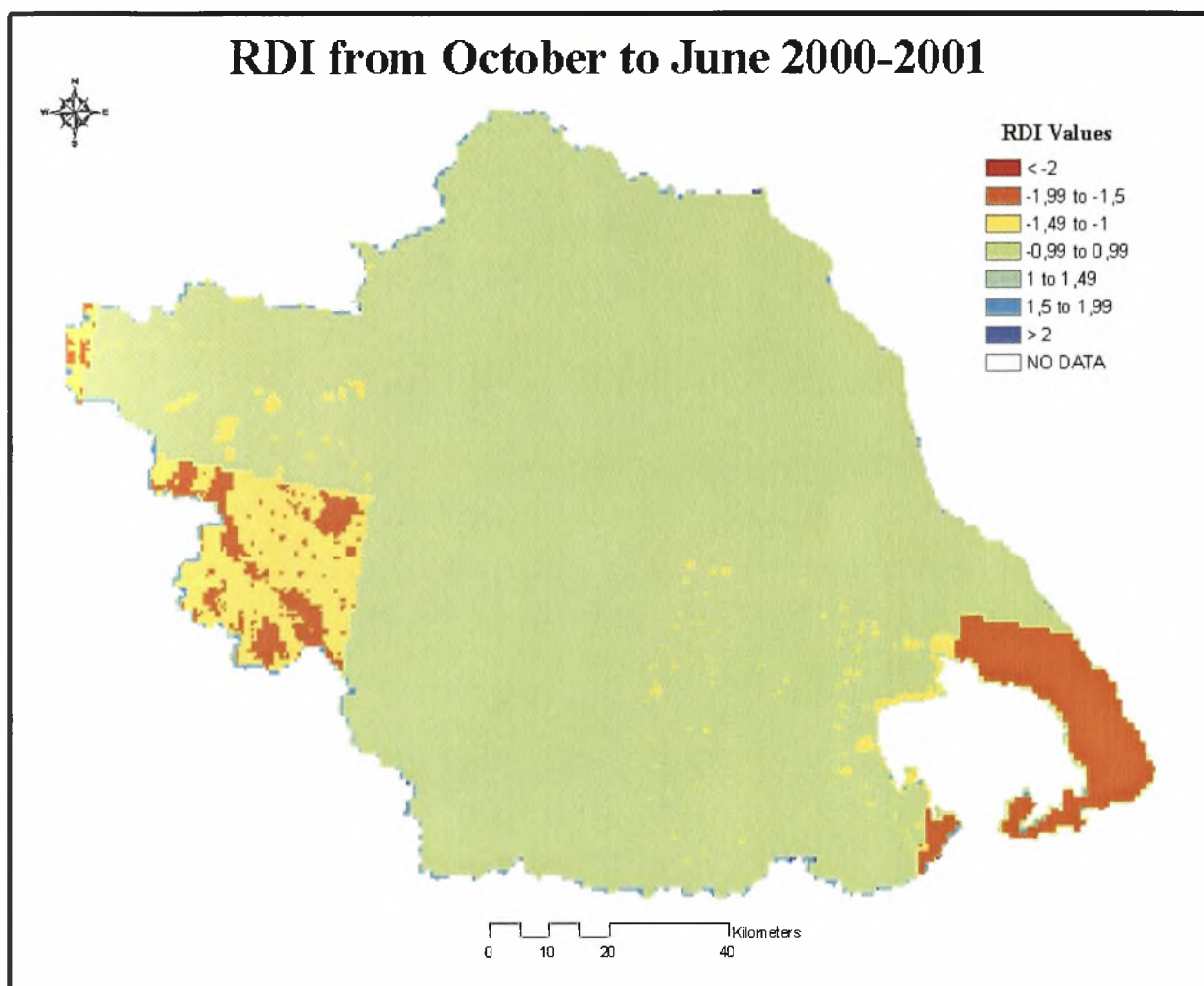
Π.8 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 1999-2000



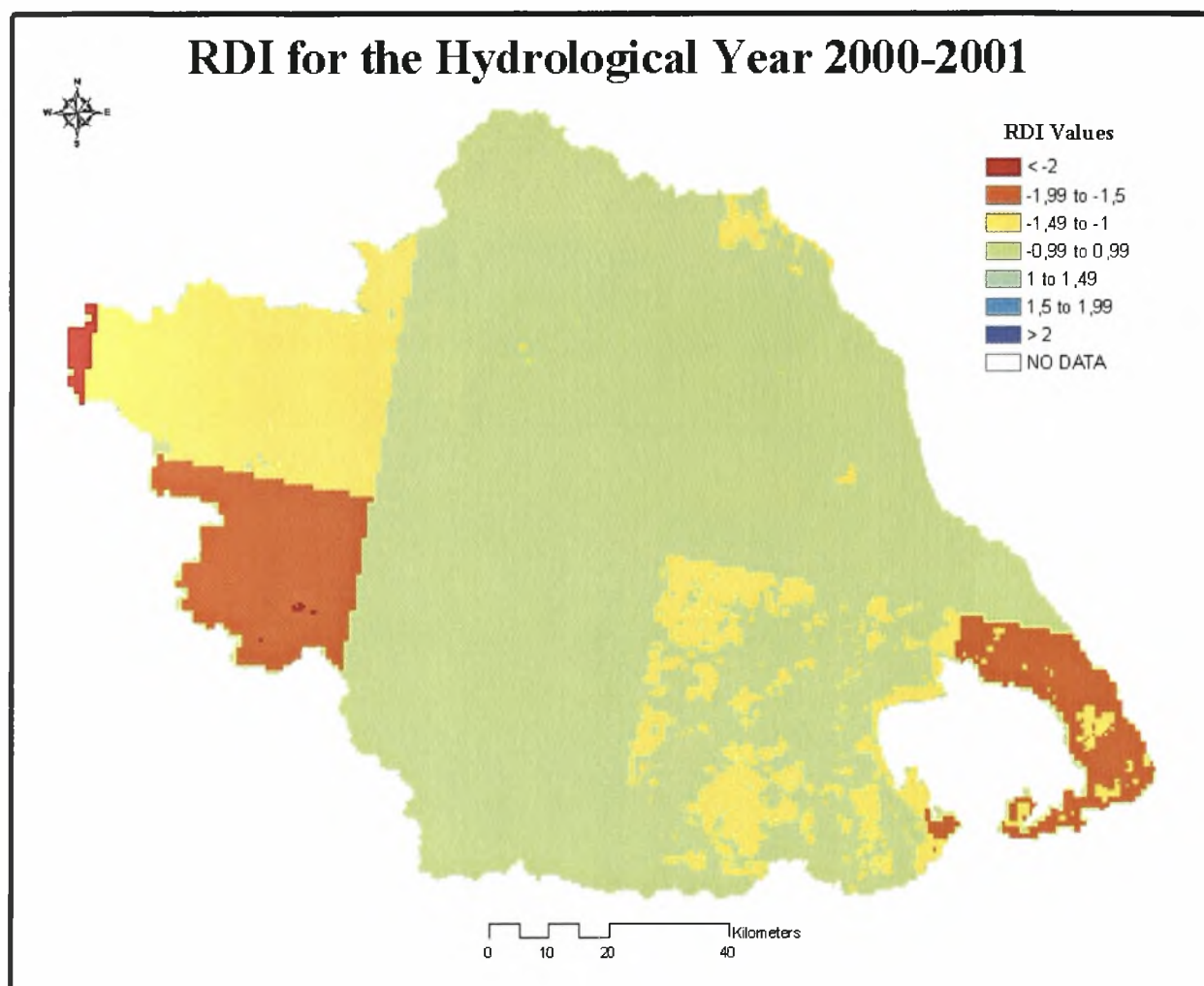
Π.9 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 2000-2001



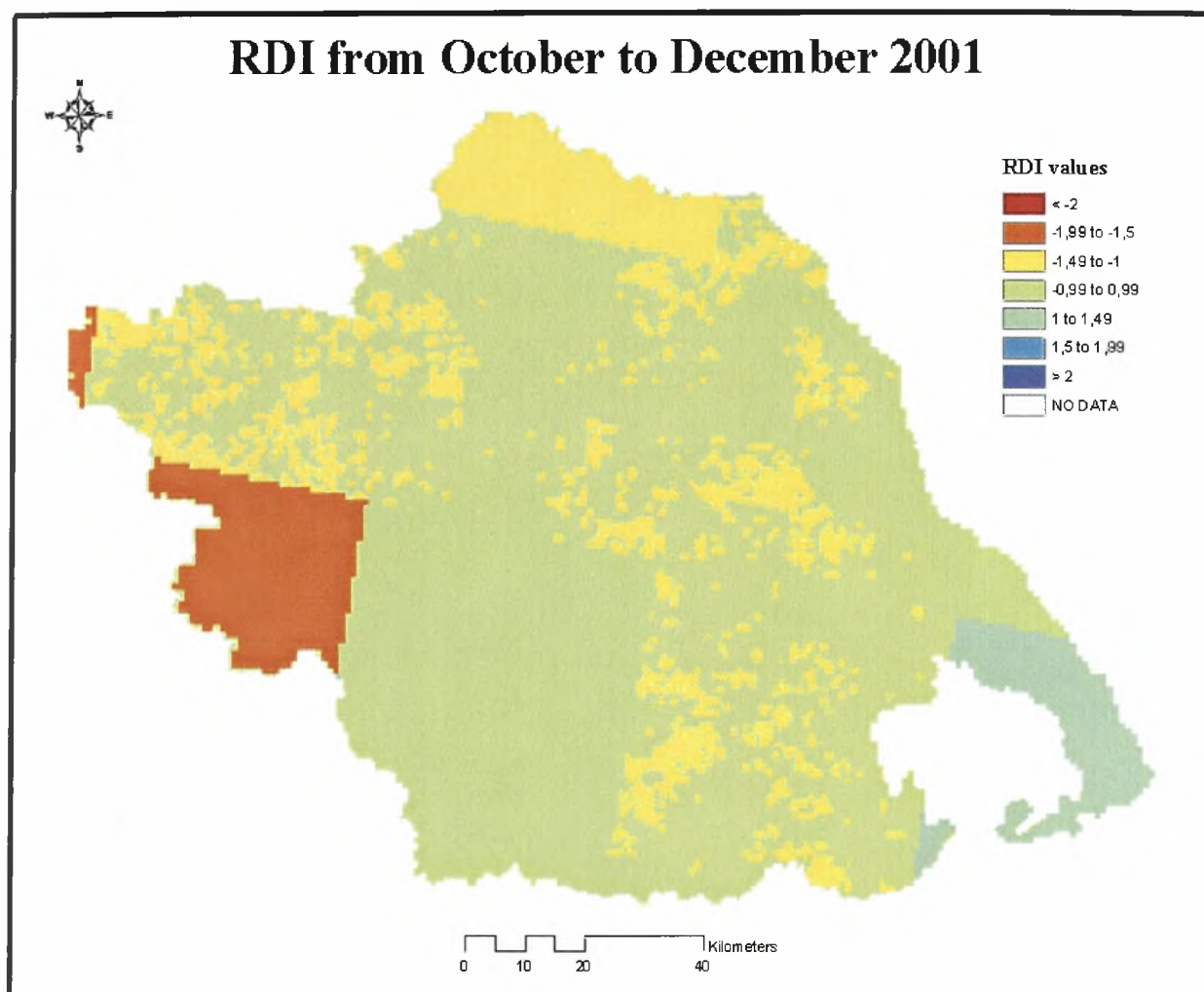
Π.10 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 2000-2001



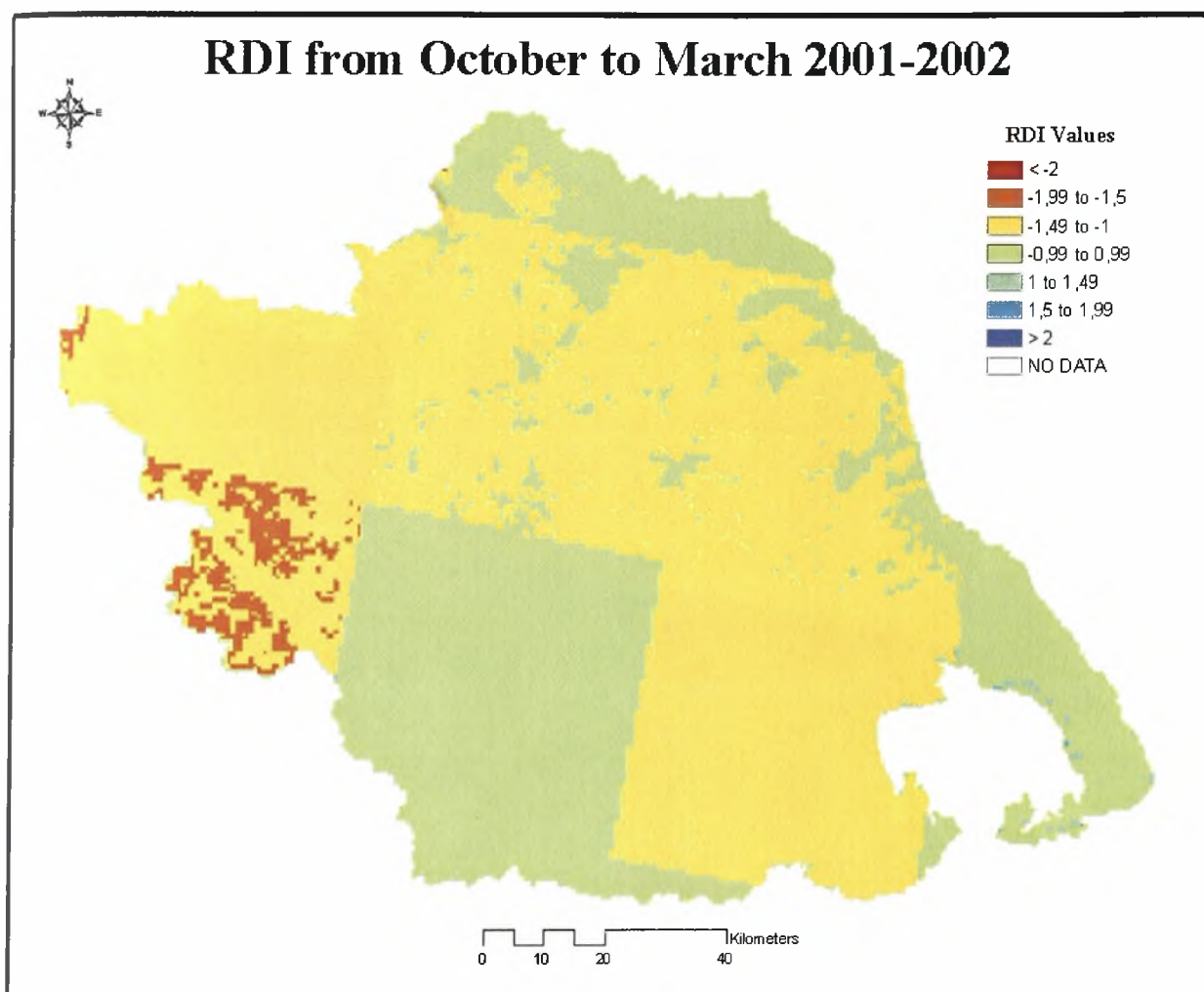
Π.11 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 2000-2001



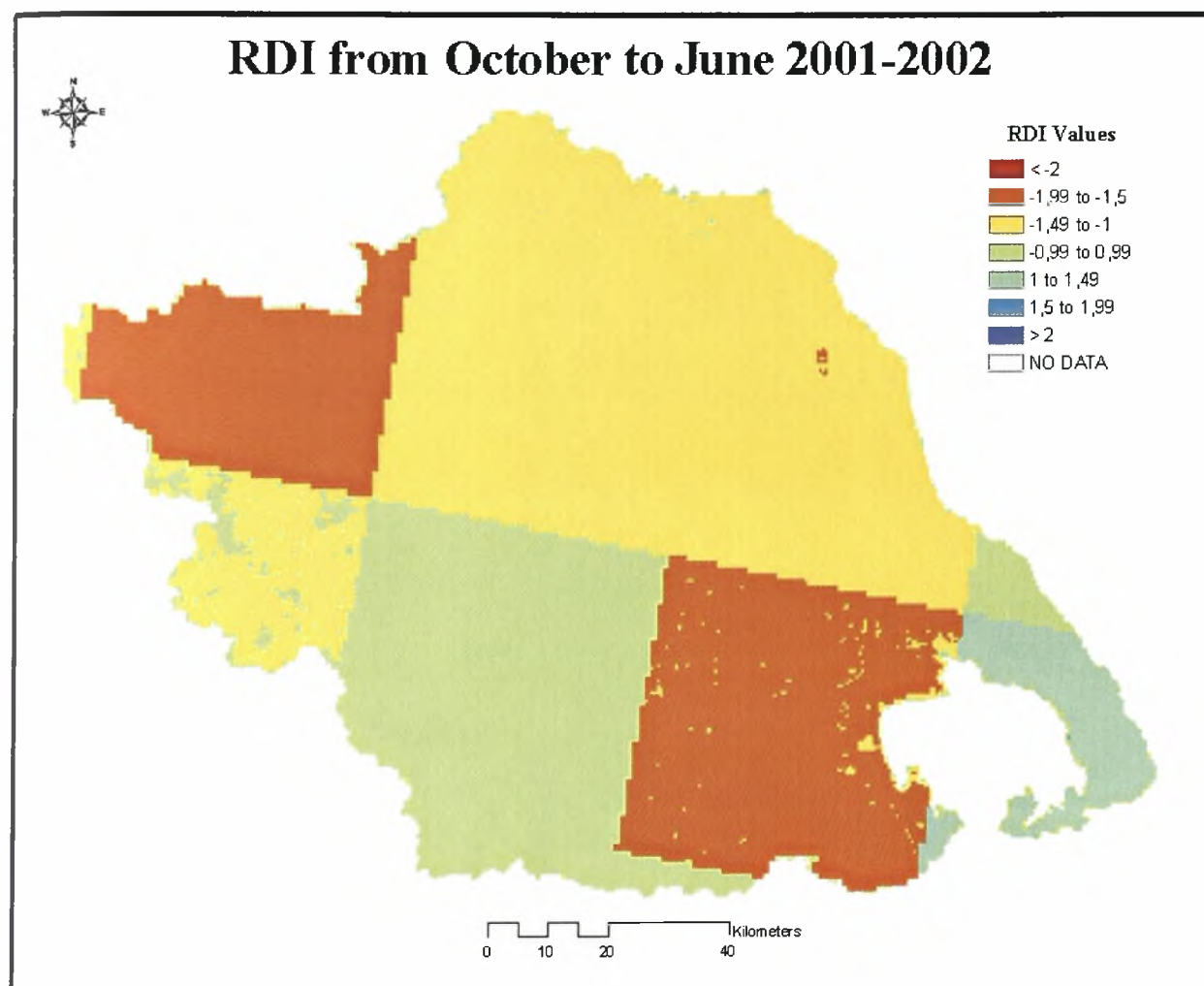
Π.12 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 2000-2001



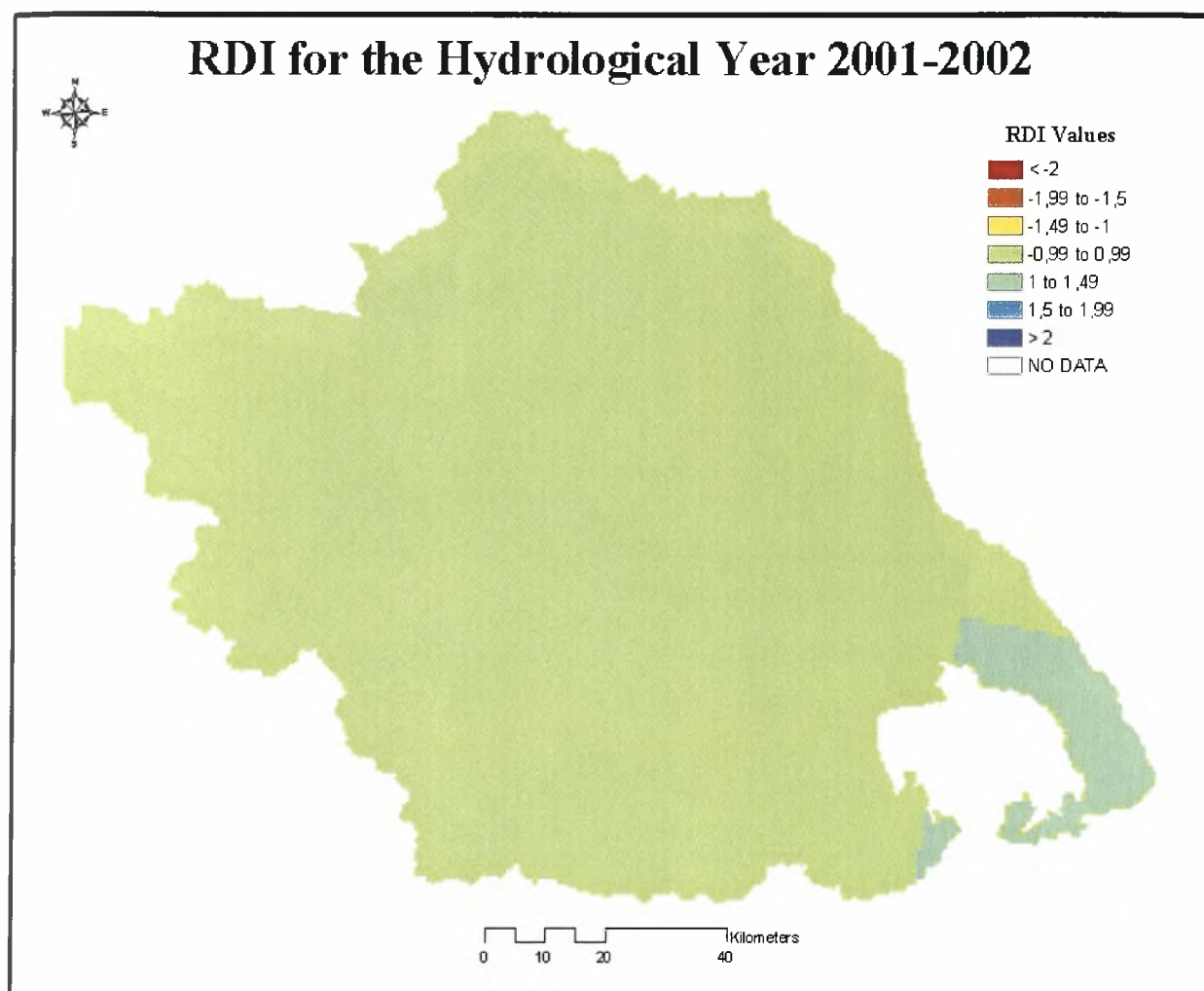
Π.13 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 2001-2002



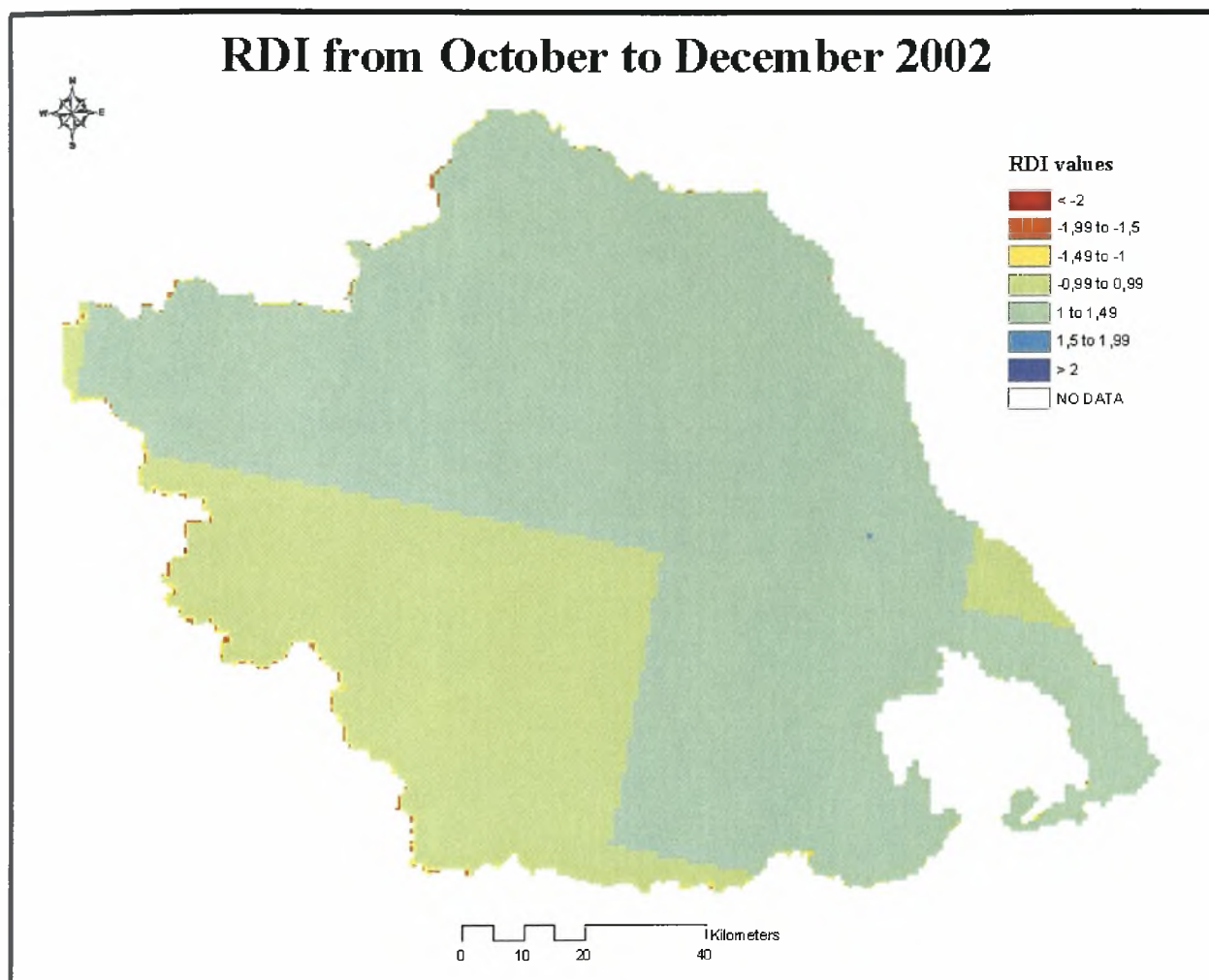
Π.14 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 2001-2002



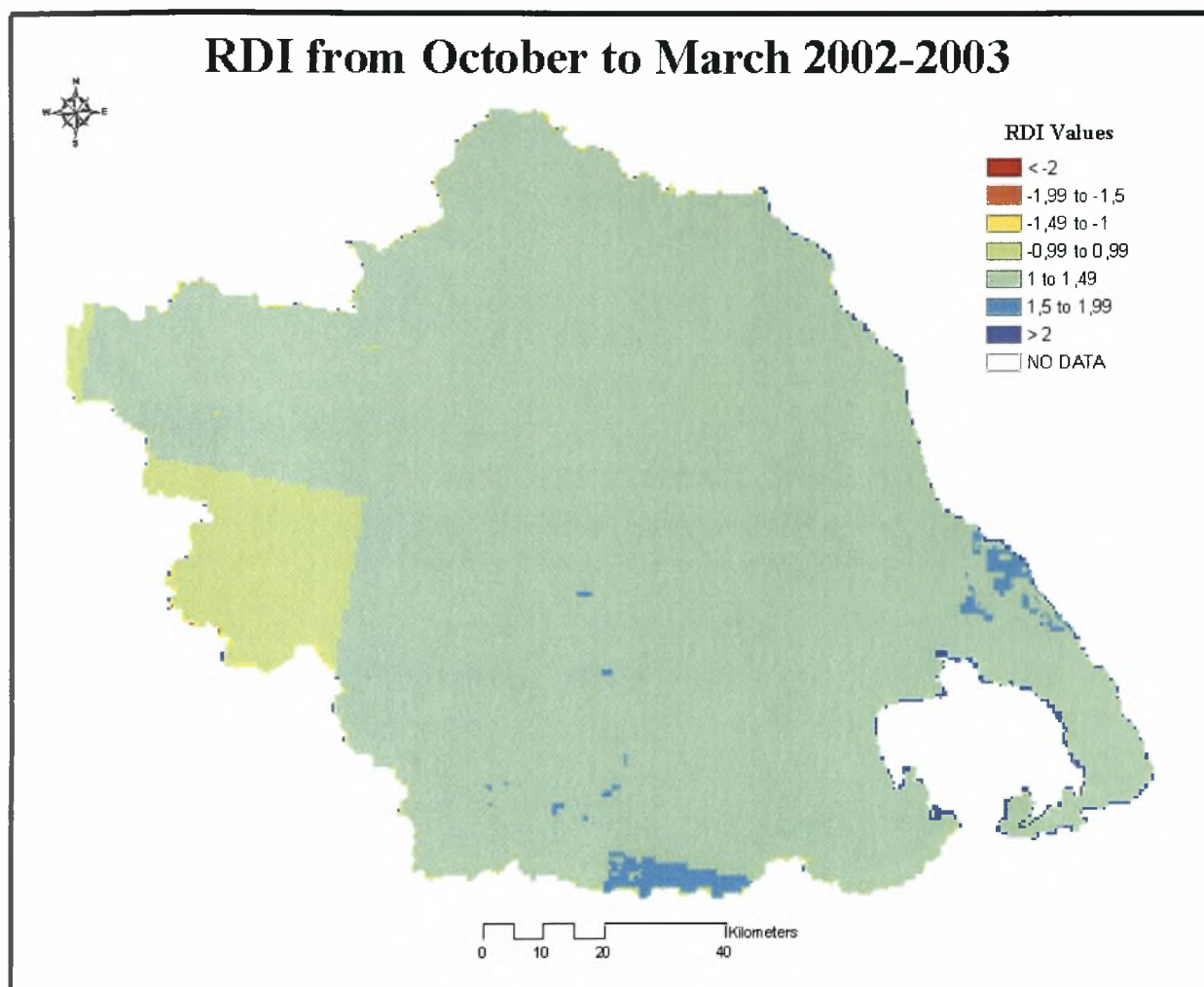
Π.15 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 2001-2002



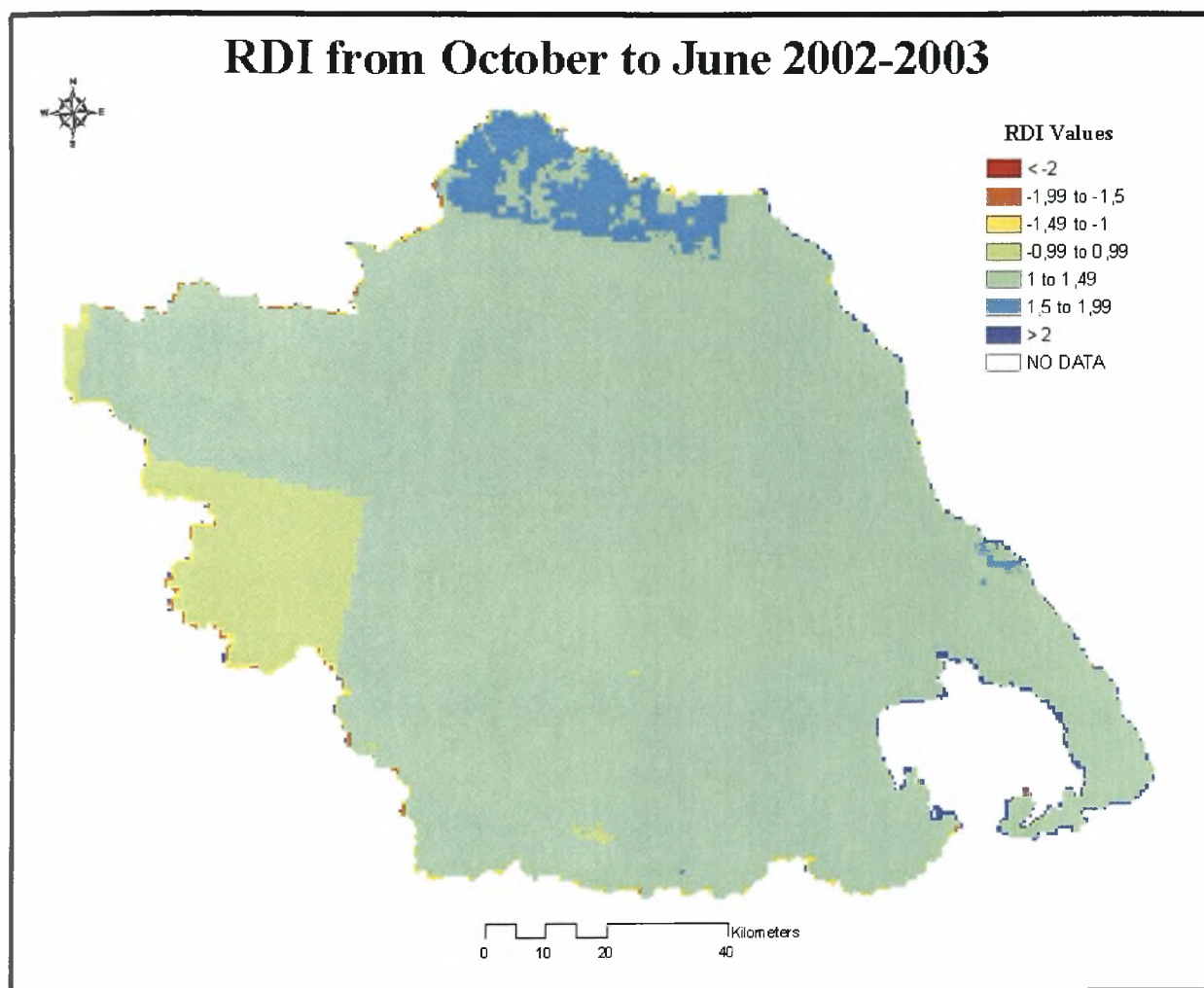
Π.16 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 2001-2002



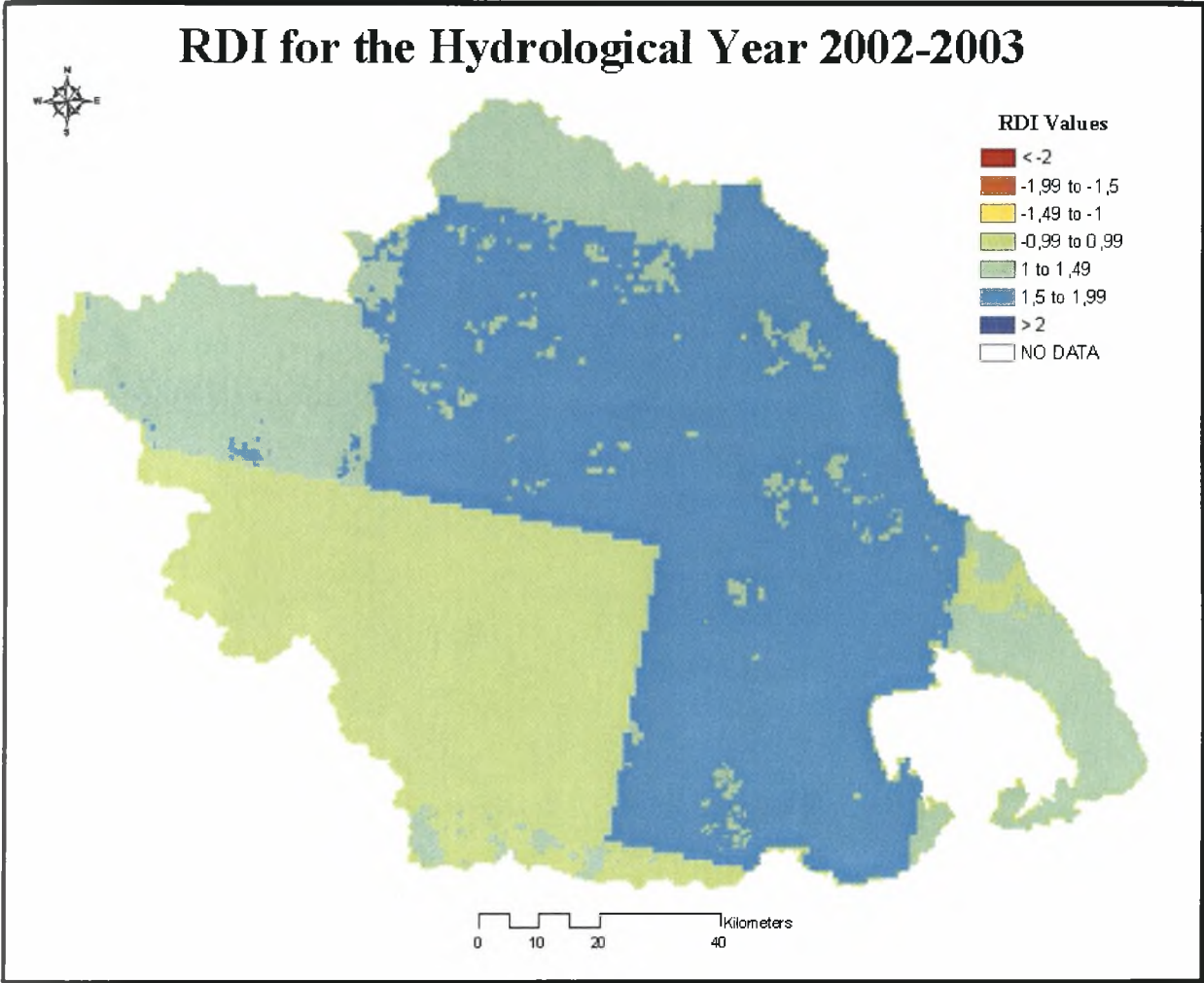
Π.17 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 2002-2003



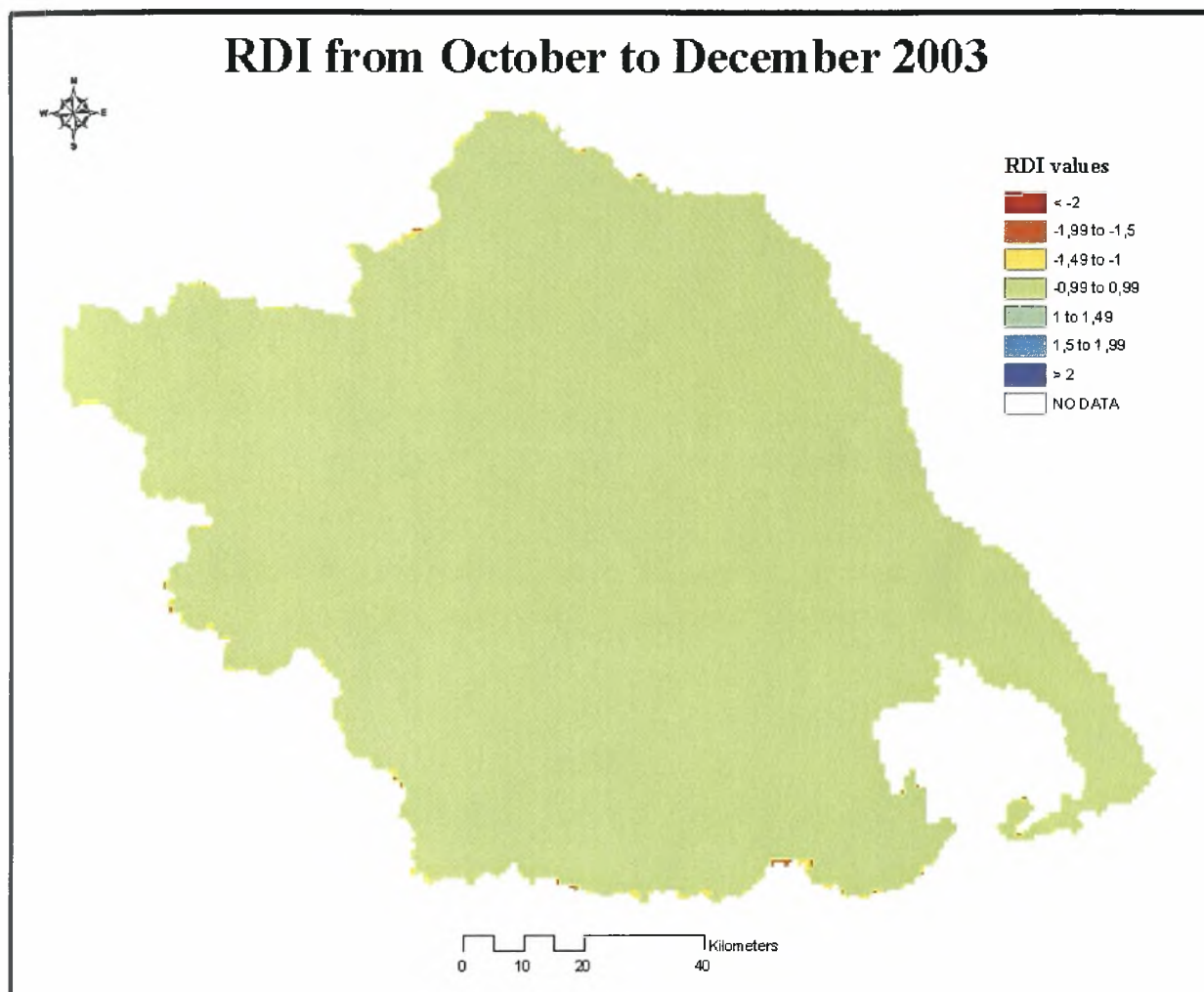
Π.18 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 2002-2003



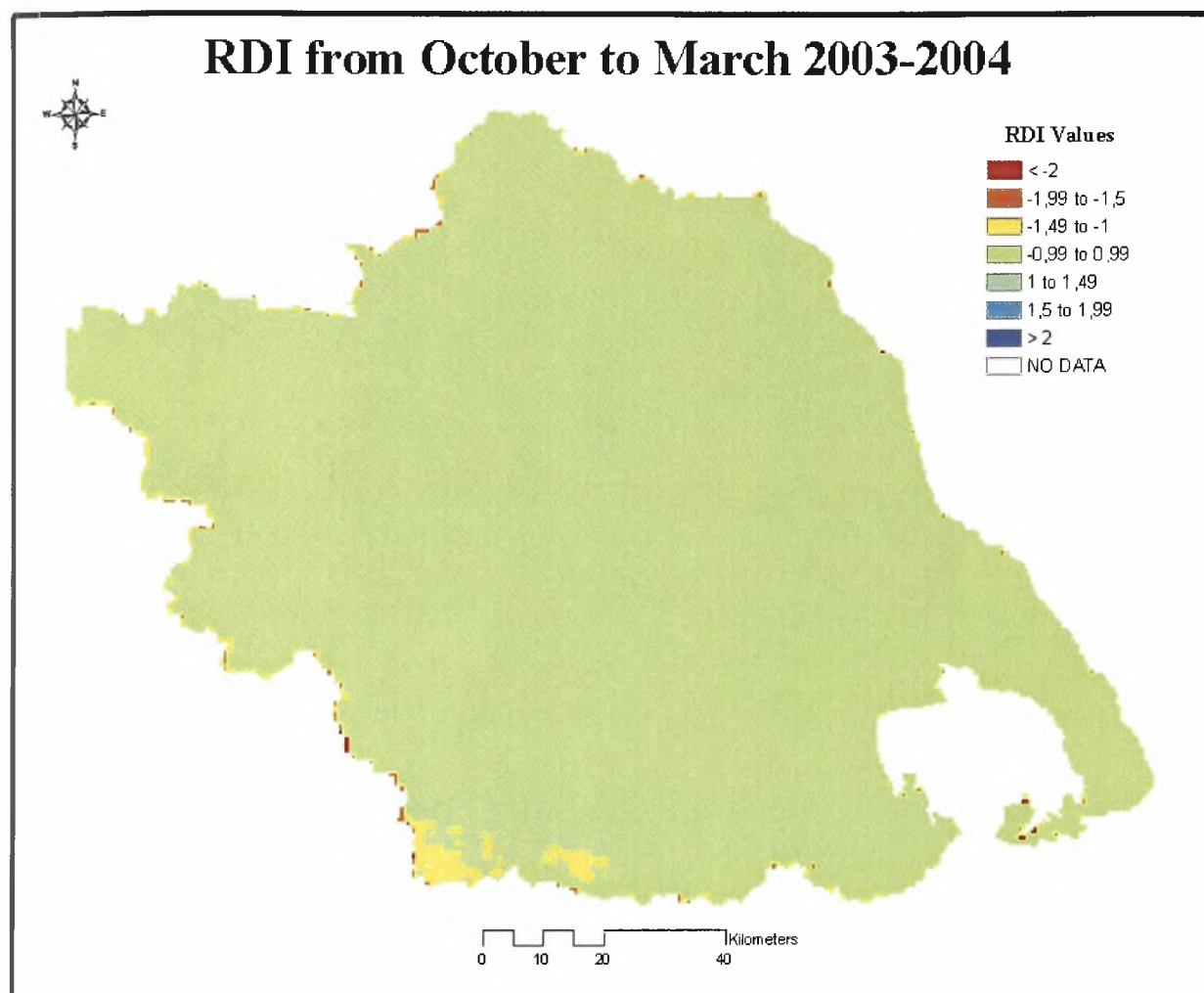
Π.19 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 2002-2003



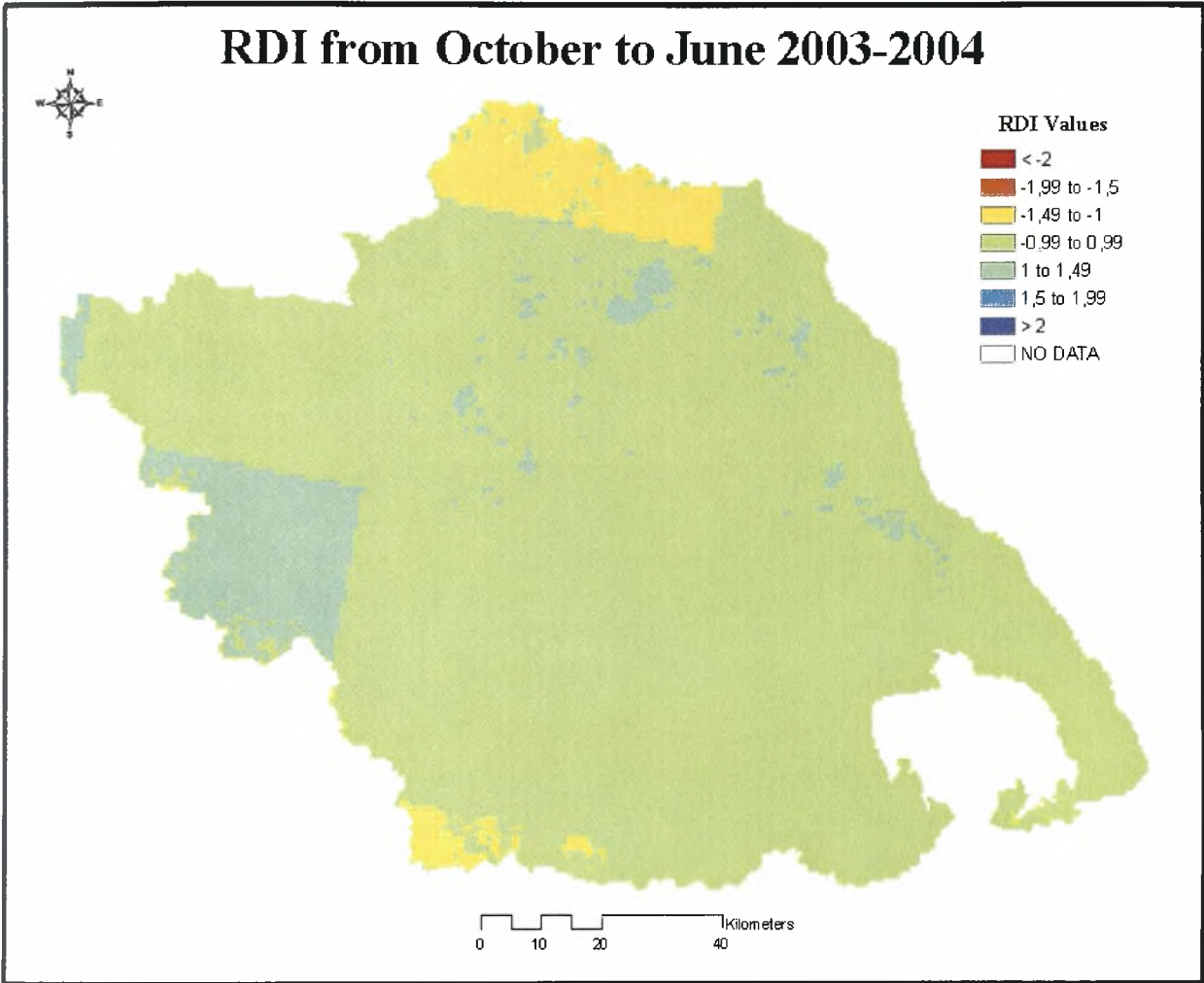
Π.20 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 2002-2003



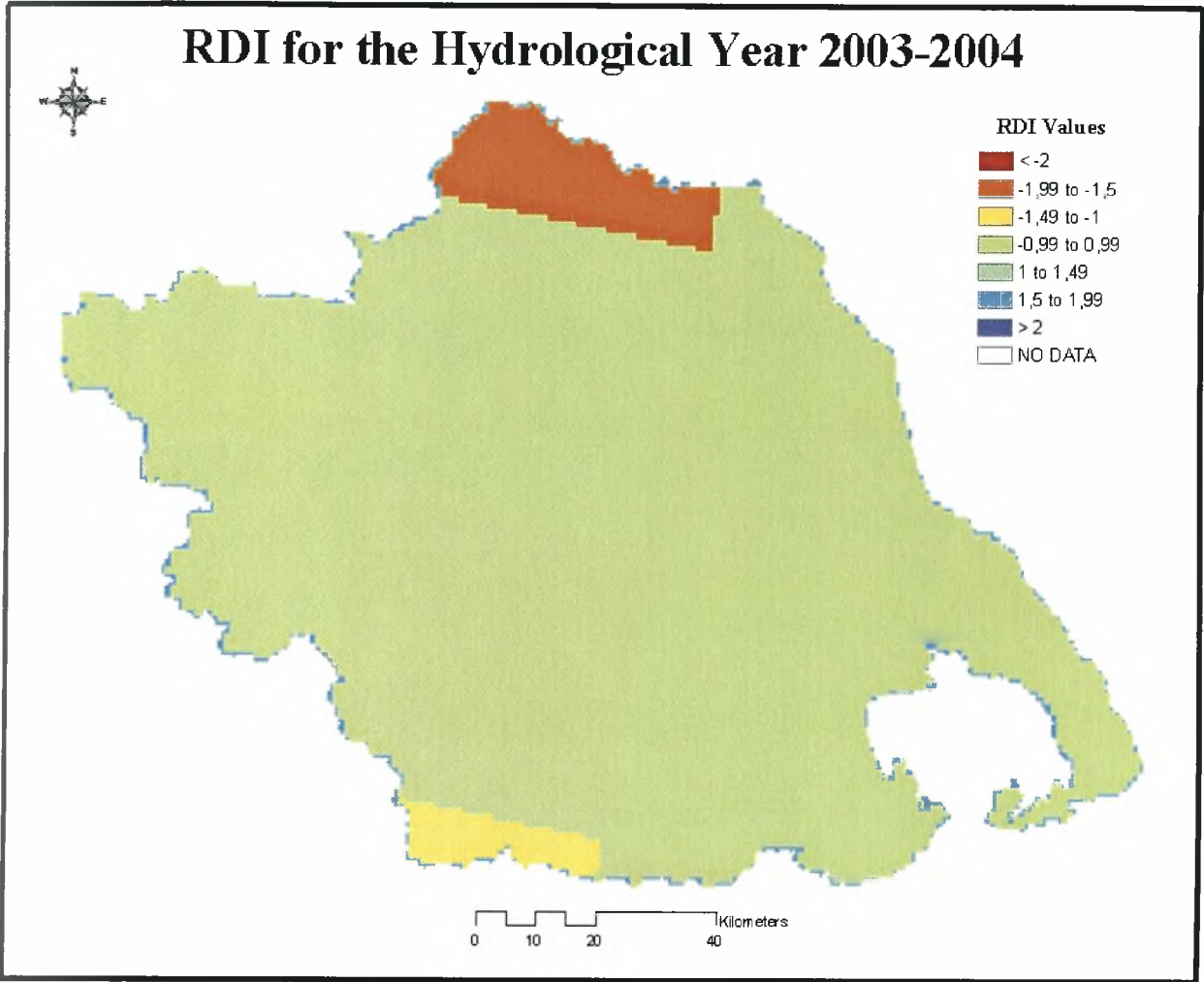
Π.21 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 2003-2004



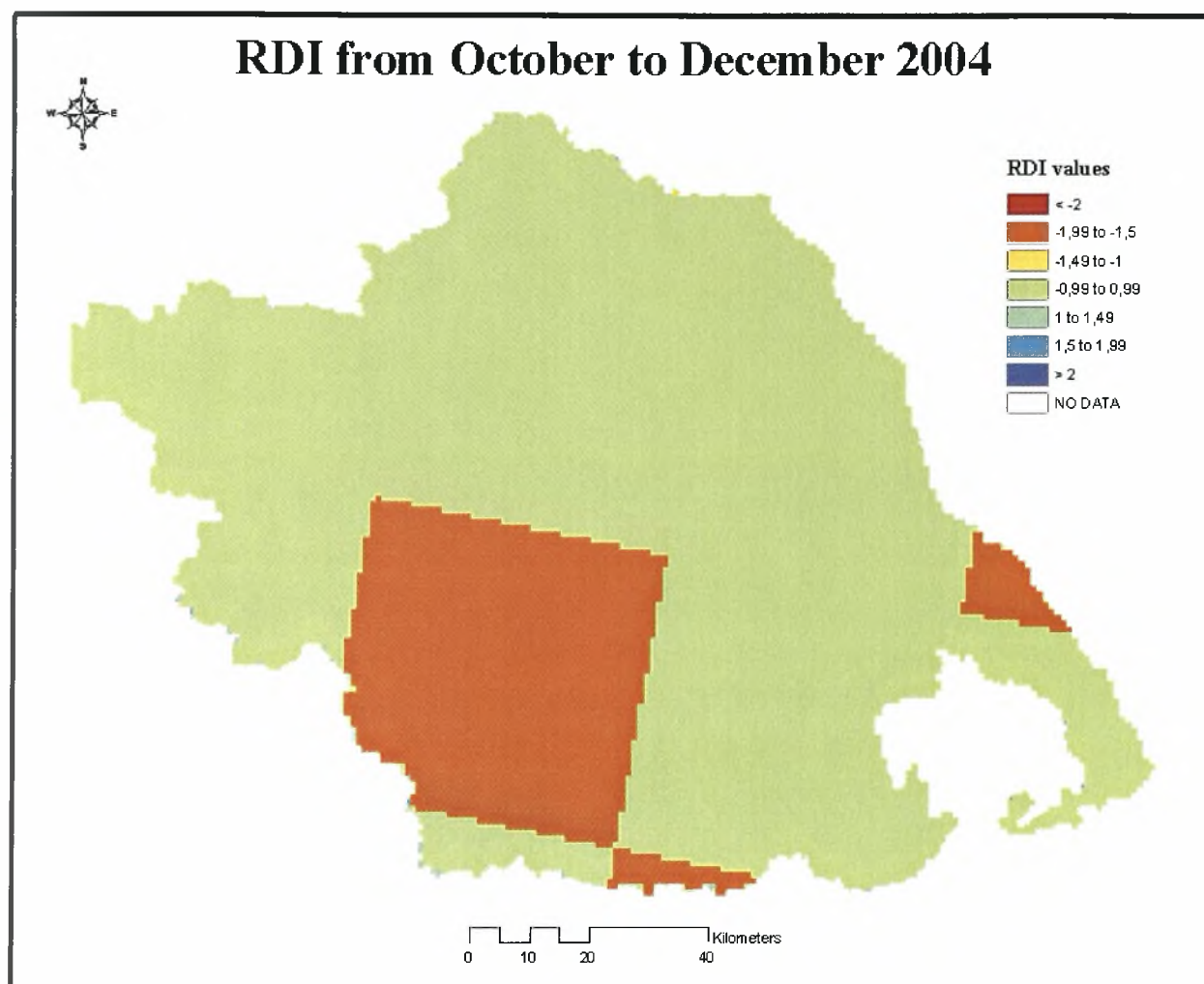
Π.22 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 2003-2004



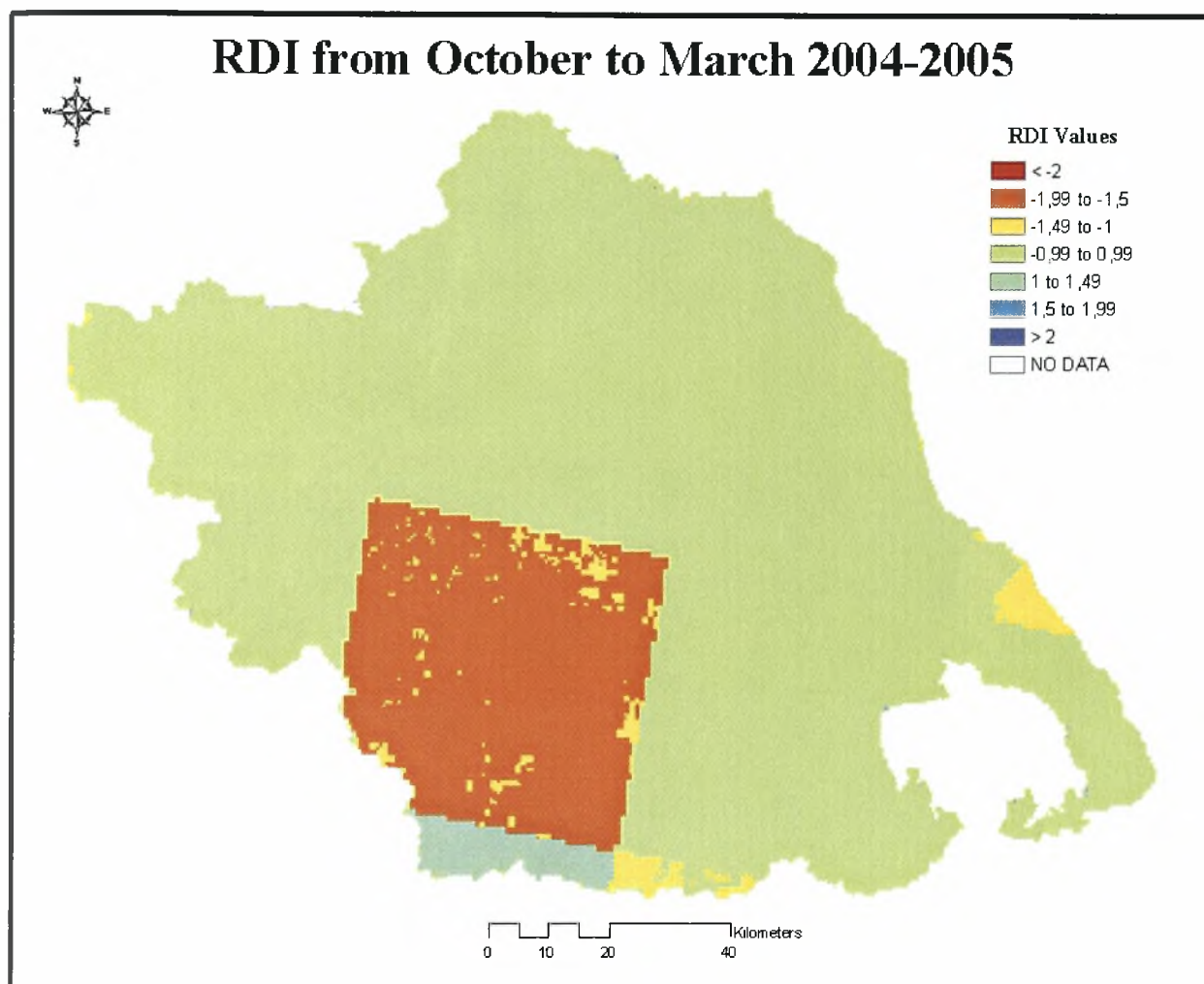
Π.23 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 2003-2004



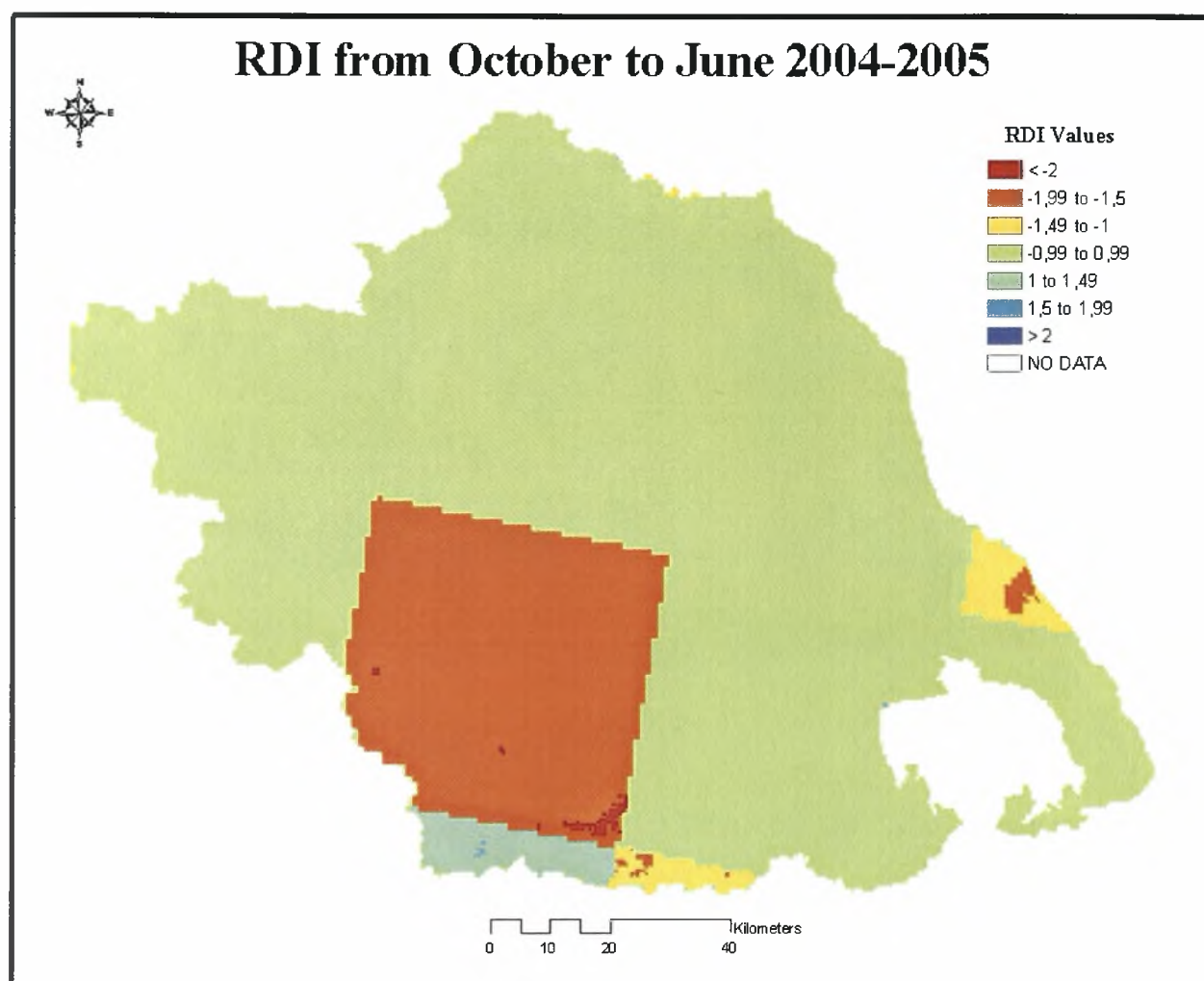
Π.24 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 2003-2004



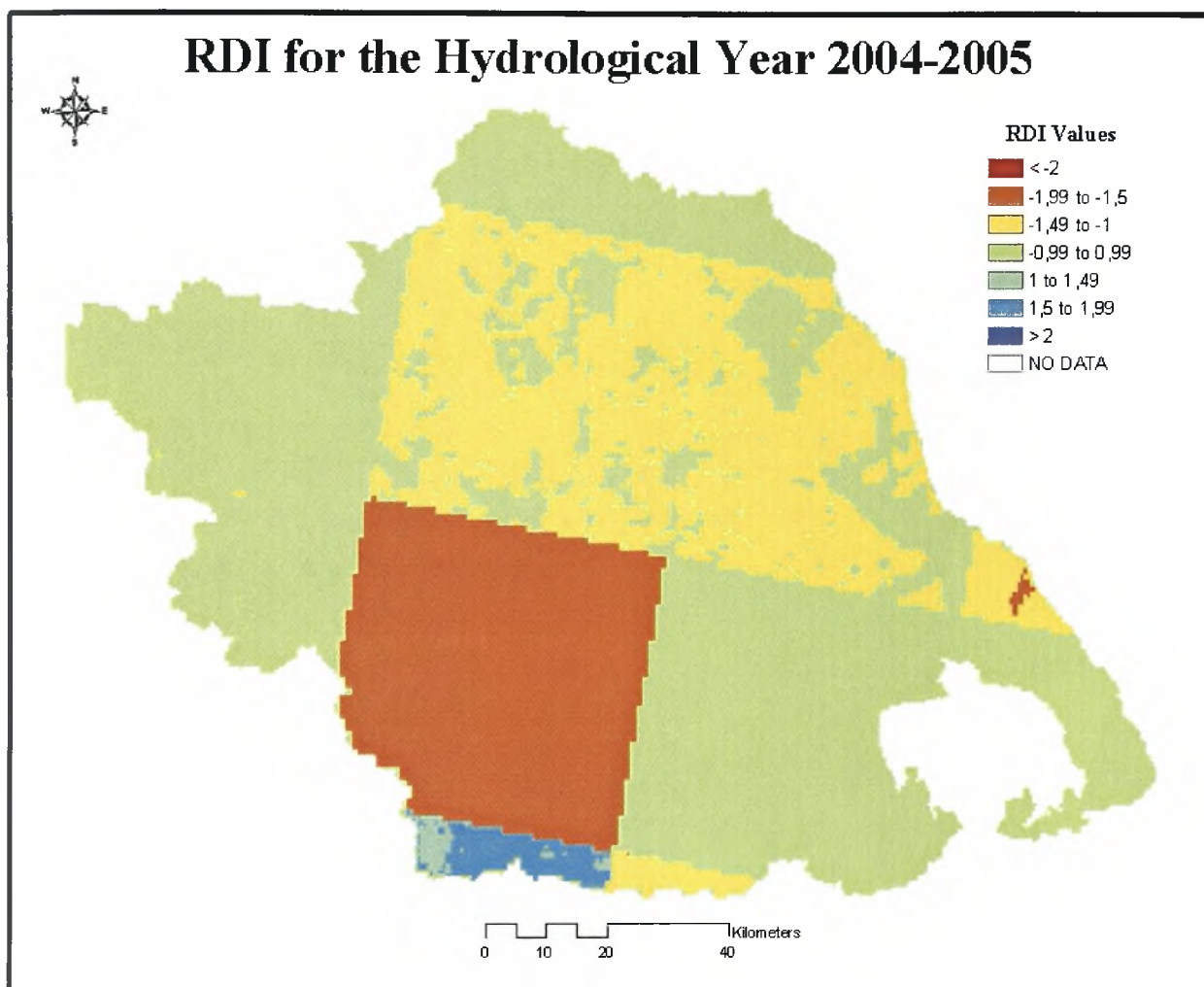
Π.25 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} τριμήνου του υδρολογικού έτους 2004-2005



Π.26 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας 1^{ου} εξαμήνου του υδρολογικού έτους 2004-2005



Π.27 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας του εννιαμήνου του υδρολογικού έτους 2004-2005



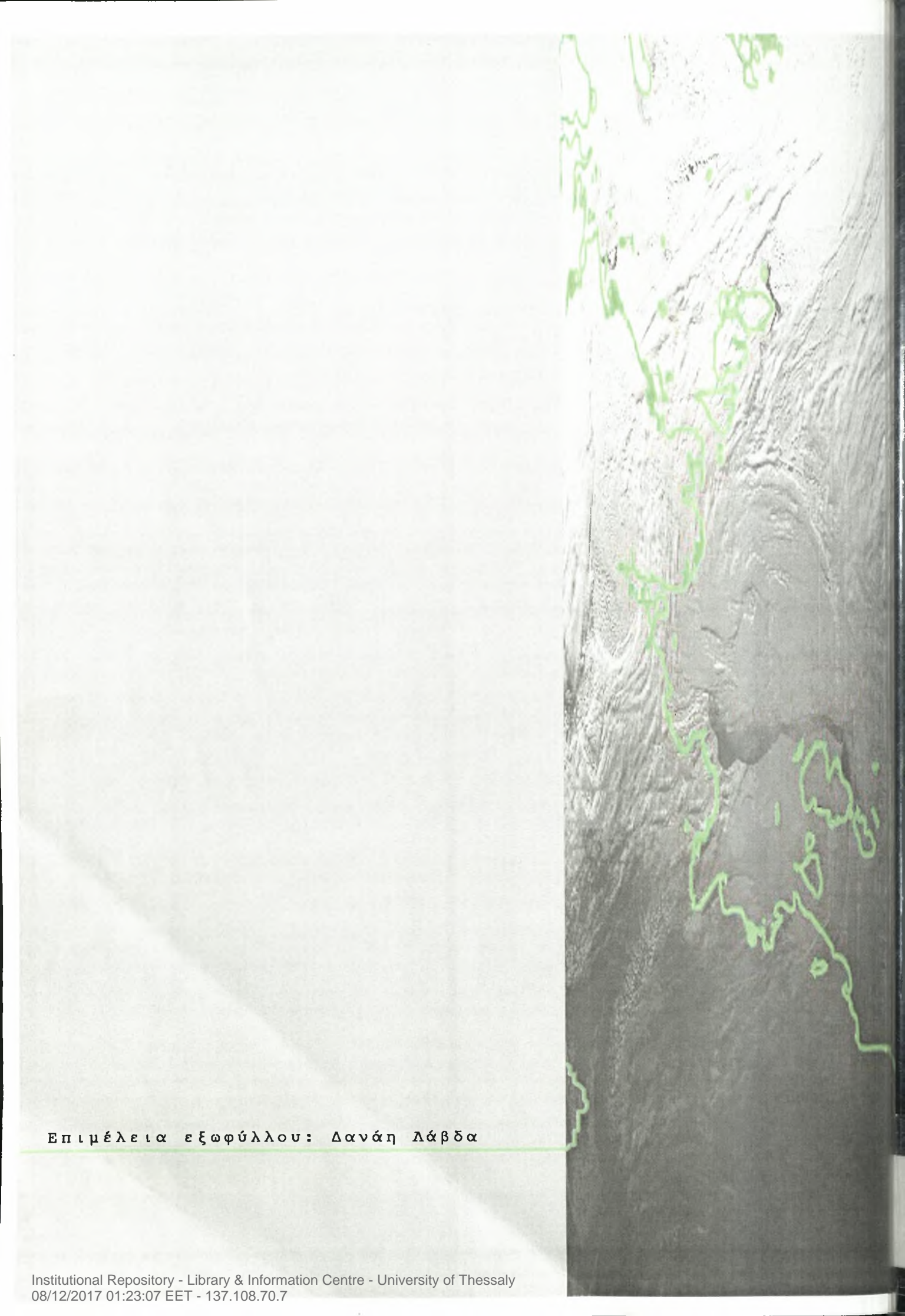
Π.28 Χάρτης κατηγοριοποίησης της ξηρασίας όλου του υδρολογικού έτους 2004-2005



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ



004000097453



Επιμέλεια εξωφύλλου: Δανάη Λάβδα